

T H E S E

présentée

A L'U.E.R. DES SCIENCES DE LA NATURE DE L'UNIVERSITE DE NANTES

par

Dominique G O U L E A U

Docteur 3ème cycle
Attaché de Recherches C.N.R.S.

en vue de l'obtention du grade de

DOCTEUR ES-SCIENCES NATURELLES

LES PREMIERS STADES DE LA SEDIMENTATION
SUR LES VASIERES LITTORALES ATLANTIQUES
ROLE DE L'EMERSION

—
TOME I - TEXTE
—

Soutenue le 10 Juin 1975, devant la Commission d'Examen

MM. F. OTTMANN

Président

P. CAVET
G. DUNOYER DE SEGONZAC
H. POSTMA
J. DEBYSER
C. MIGNIOT

}
Examineurs



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41555012_0001

T H E S E

présentée

A L'U.E.R. DES SCIENCES DE LA NATURE DE L'UNIVERSITE DE NANTES

par

Dominique G O U L E A U

Docteur 3ème cycle
Attaché de Recherches C.N.R.S.

en vue de l'obtention du grade de
DOCTEUR ES-SCIENCES NATURELLES

LES PREMIERS STADES DE LA SEDIMENTATION
SUR LES VASIERES LITTORALES ATLANTIQUES
ROLE DE L'EMERSION

T O M E I - T E X T E

Soutenue le 10 Juin 1975, devant la Commission d'Examen

MM. F. OTTMANN

Président

P. CAVET
G. DUNOYER DE SEGONZAC
H. POSTMA
J. DEBYSER
C. MIGNIOT

} Examineurs

REMERCIEMENTS

Entré en Juillet 1966 au Laboratoire de Géologie Marine et Appliquée de l'U.E.R. des Sciences de la Nature de NANTES, j'ai bénéficié de tout l'appui humain, scientifique et matériel de son directeur, Monsieur le Professeur François OTTMANN. Après avoir guidé mes premiers pas de jeune chercheur dans une étude hydrologique et sédimentologique de la Baie de Bourgneuf, il m'a encouragé à poursuivre mes travaux vers la sédimentation des vasières littorales atlantiques découvrantes. Exprimer ma profonde gratitude envers Monsieur le Professeur François OTTMANN, qui m'a prodigué ses conseils éclairés tout au long de ce travail, et qui me fait l'honneur de présider le jury, est une grande joie. Jamais je n'oublierai que je lui dois ma carrière de chercheur.

Je suis profondément reconnaissant à Monsieur Gilbert DUNOYER DE SEGONZAC, Maître de Conférences de l'Université de STRASBOURG qui, ayant accepté de me «parrainer» auprès du C.N.R.S., a suivi mes travaux avec intérêt et compétence, et m'a toujours chaleureusement accueilli dans son laboratoire. Je suis très honoré de sa présence dans le jury.

J'adresse mes plus sincères remerciements aux membres du jury :

— Monsieur le Professeur Pierre CAVET, de l'Université de NANTES, qui, par sa profonde culture géologique et son sens aigü des subtilités de la langue française, m'a conseillé pour la rédaction de ce mémoire.

— Monsieur Jacques DEBYSER, du C.N.E.X.O., qui malgré ses nombreuses préoccupations, m'a consacré une partie de son temps pour discuter sur ce sujet qu'il connaît bien pour y avoir consacré sa thèse.

— Monsieur Claude MIGNIOT, Ingénieur en Chef au Laboratoire Central d'Hydraulique de France, auprès duquel j'ai toujours trouvé un accueil attentif et compétent pour m'entretenir des problèmes de dynamique sédimentaire et de rhéologie des sédiments fins.

— Monsieur H. POSTMA, Professeur à l'Institut Hollandais de Recherches Marines, dont l'expérience et la connaissance approfondies de la vase ne sont plus à rappeler. Il a bien voulu faire ce long déplacement pour venir participer au jury de cette thèse.

J'exprime ma plus vive reconnaissance au Centre National de la Recherche Scientifique qui, par mon admission dans le cadre des chercheurs et par son appui financier, m'a permis de préparer cette thèse en m'y consacrant totalement.

Ma gratitude va à Monsieur le Professeur Louis DANGEARD qui m'a inculqué les bases de l'Océanographie générale et qui a suivi mes recherches depuis mon Diplôme d'Etudes Approfondies à CAEN, en 1965.

Je remercie les personnalités qui m'ont apporté de précieux conseils : Monsieur le Professeur Jacques LUCAS, directeur du Centre de Sédimentologie et de Géochimie de la Surface de STRASBOURG et ses proches collaborateurs, Monsieur Yves TARDY et Mademoiselle Liliane PRÉVOT, avec lesquels j'espère continuer mes travaux sur les mangroves tropicales ; Monsieur Gil MICHARD, Maître de Conférences de l'Université de PARIS VII, qui m'a fait découvrir la complexité des phénomènes géochimiques intervenant dans les eaux interstitielles des vasières.

Que toutes les personnes qui, au cours de ces années de recherches, m'ont apporté leur concours, trouvent ici l'expression de mes remerciements les plus sincères :

— Monsieur Jean MOUNES qui m'a largement guidé dans la découverte des vasières de la Baie de Bourgneuf, et qui, malheureusement, emporté brutalement par un terrible mal, n'a pu voir l'aboutissement de nos efforts communs.

— Les syndics des gens de mer de Tréhiguier, Mr DRÉNO, et de Charron, Mr BOUYER, la famille FERRE de Bourgneuf, et Mr et Mme FENIOUX de Port des Barques qui ont mis à ma disposition de petites embarcations pour effectuer les mesures et les prélèvements sur les vasières.

— Le personnel du Laboratoire de Géologie Marine et Appliquée : Mr Lucien BARBAROUX, Maître-Assistant, avec lequel j'ai eu de très nombreuses et longues discussions, Mr Yann DELANOE, assistant, Mr CAZAL-MOURA, stagiaire portugais qui a mis en oeuvre les essais d'érosion des vases, Mr Gilbert LAVAUX et Madame MARGEREL, chimistes, Mmes CLOUET, Derval, DAVID, aides techniques, Mesdames MAURY, BRIDIER, ESNAUD, secrétaires, et enfin Messieurs CHAIGNEAU père et fils qui m'ont aidé au cours des longues journées, et nuits, passées sur le terrain, ainsi que les étudiants de 3ème cycle B. HUBERT et H. OLIVIERO.

— Le service de Microscopie Électronique à Balayage dirigé par Monsieur J.P. MARGEREL et animé par Mr BARRAUD auquel je dois les illustrations photographiques.

— Enfin, je n'oublierai pas le personnel de l'Ensemble Administratif «Sciences», Madame ROCHER qui a su rendre la présentation de cet ouvrage très agréable, et le service «Imprimerie» : Mme RODRIGUEZ, responsable, Madame Derval et Messieurs BILLARD, HOUGRON et REDOR.

TABLE DES MATIERES

AVANT-PROPOS	1
INTRODUCTION – CADRE GEOMORPHOLOGIQUE ET GEOLOGIQUE DES VASIERES ATLANTIQUES ETUDIEES.....	5
1 – La baie de la Vilaine.....	5
2 – La baie de Bourgneuf.....	9
3 – Anse de l'Aiguillon	12
4 – Baie d'Oléron.....	14
5 – Conclusions	17
GEOCHIMIE DES SEDIMENTS	19
1 – Les carbonates	19
2 – Matière organique.....	19
3 – Eléments minéraux.....	20
PREMIERE PARTIE – HYDROLOGIE	
CHAPITRE I – LES MAREES ET LEURS CONSEQUENCES	21
1 – Généralités et rappel de quelques définitions.....	21
1.1. Origine de la marée.....	21
1.2. Amplitude de la marée ou marnage.....	21
1.3. Coefficient de marée	23
2 – Dynamique de la marée.....	24
2.1. Rapport entre montée et descente.....	24
2.2. Décalage de la pleine-mer sur les vasières par rapport au régime général	26
2.3. Problèmes résultant des différences de durées montée-descente et puissance de l'onde de marée.....	26
3 – Courants de marée	27
3.1. Baie de la Vilaine	27
3.2. Baie de Bourgneuf : Le Collet - Mouillepied	28
3.3. Baie de l'Aiguillon.....	32
3.4. Baie d'Oléron : Piédemont.....	33
3.5. Conclusion sur l'étude des courants.....	35
4 – Etude statistique de la répartition des marées et des émerisions	35
4.1. Globalement sur de longues périodes	35
4.2. Sur des périodes plus courtes : année	36
4.3. Au cours d'une journée	37
5 – Conclusion : influence des marées sur la sédimentologie des vasières littorales	40

CHAPITRE II – VARIATIONS DES TEMPERATURES SUR LES VASIERES.	41
INFLUENCE DE L'EMERSION	41
1 – Eaux de la marée descendante	43
1.1. Après une pleine-mer de nuit.....	43
1.2. Après une pleine-mer de jour.....	43
2 – Eaux de la marée haute.....	43
3 – Eaux de la renverse jusant-flot.....	44
3.1. Dans la Baie de la Vilaine	44
3.2. Dans la Baie de Bourgneuf	44
3.3. Dans la Baie de l'Aiguillon.....	44
3.4. Dans la Baie d'Oléron	44
4 – Eaux des chenaux.....	45
5 – Conclusion.....	45
6 – Flaques d'eau abandonnées sur la slikke lors des émerSIONS	46
6.1. Le jour.....	47
6.2. La nuit.....	47
Conclusions	49
CHAPITRE III – SALINITE DES EAUX SUR LES VASIERES	51
1 – Masses d'eau au cours des saisons.....	51
1.1. Marée haute	51
1.2. A basse mer dans les chenaux	53
1.3. Retour du flot	54
2 – Relations entre les variations salines des masses d'eau au cours des cycles de marées	55
3 – Salinité des flaques d'eau laissées sur la slikke à basse mer.....	58
CHAPITRE IV – TURBIDITE DES EAUX ET MECANISME DE DEPOTS	63
1 – Baie de la Vilaine	63
1.1. Turbidité maximum	65
1.2. Turbidités minimum : décantation	65
1.3. Bilan sédimentaire	65
2 – Rade du Collet (Baie de Bourgneuf).....	67
2.1. Remise en suspension lors du retour de la mer après la marée basse.....	67
2.2. Remise en suspension lors du retrait de la mer en fin de jusant	69
2.3. Phénomènes de décantation au cours des marées	70
2.4. Bilan dynamique des turbidités.....	71
3 – Anse de l'Aiguillon	72
4 – Baie d'Oléron – Slikke de Piédemont	76
5 – Nature des suspensions.....	79
5.1. Variations géographiques.....	79
5.2. Variations avec la marée.....	79
6 – Conclusions sur l'étude des turbidités	80
CHAPITRE V – LES MECANISMES DE DEPOT DES SEDIMENTS SUR LES VASIERES	83
1 – Rôle prépondérant de la marée	83
1.1. Onde de flot	85
1.2. Onde de jusant	85
1.3. Transport et décantation	86

2 – Rôle primordial de l'émersion.....	86
2.1. Action sur la pellicule superficielle.....	86
2.2. Action sur l'onde de flot et la remise en suspension.....	87
2.3. Émersions de longue durée.....	87
3 – Bilan sédimentaire	87
3.1. Origine fluviatile directe des apports sédimentaires	88
3.2. Origine fluviatile indirecte	88
3.3. Origine marine à partir d'anciennes vasières existant sur le plateau continental proche.....	88
Conclusion	88

DEUXIEME PARTIE – PROPRIETES PHYSIQUES DE LA PELLICULE SUPERFICIELLE

CHAPITRE VI – TENEUR EN EAU	89
1 – Introduction.....	89
2 – Variations	90
2.1. Valeur initiale.....	90
2.2. Valeur finale.....	92
2.3. Variations au cours de l'émersion.....	92
2.4. Valeur moyenne de la teneur en eau au cours des émersions	94
3 – Cause des variations de la teneur en eau	94
3.1. Ecoulement : ruissellement et percolation	95
3.2. Ascension capillaire et évaporation réelle	97
4 – Conclusions sur les variations de la teneur en eau lors des émersions.....	104

CHAPITRE VII – PROPRIETES MECANQUES ET RESISTANCE A L'EROSION DE LA PELLICULE SUPERFICIELLE	107
1 – Introduction.....	107
1.1. Appareillage et technique.....	107
1.2. Paramètres mesurés en mécanique des sols	108
1.3. Comparaison de la rhéologie avec les méthodes de la mécanique des sols	108
2 – Description des variations	111
2.1. Variations globales	111
2.2. Variations au cours des émersions.....	121
3 – Conclusions sur les propriétés mécaniques.....	125
3.1. La diminution de la teneur en eau entraîne pour les vases :.....	126
3.2. La teneur en sable fin	126
3.3. La salinité	126
3.4. La nature minéralogique	126
4 – Relation résistance au cisaillement – Erosion	127
4.1. Appareillage	127
4.2. Résultats	130
4.3. Critique de ces résultats	134
4.4. Conclusions	136
5 – Conclusions générales	136

CHAPITRE VIII – DECANTATION, TASSEMENT ET PERMEABILITE DE LA VASE SUPERFICIELLE	139
1 – Conditions d'études	140
2 – Variations comparées des culots de tassement	141
2.1. Analyse des courbes "variations du rapport H_t/H_i en fonction du temps" et des courbes concentration moyenne des culots en fonction du temps ..	142
2.2. Gradient de densité (ou de concentration) dans les culots de tassement	144
3 – Fraction sableuse dans les culots de tassement.....	146
4 – Variations de la "vitesse apparente" d'écoulement de l'eau et de la "perméa- bilité relative" des culots au cours du tassement	147
4.1. "Vitesses apparentes"	149
4.2. "Perméabilité relative"	149
5 – Microstructure des culots.....	151
6 – Conclusions	152
CHAPITRE IX – MICROSTRUCTURE DES VASES SUPERFICIELLES OBSERVEE AU MICROSCOPE ELECTRONIQUE A BALAYAGE	155
1 – Introduction - Techniques	155
2 – Observations	155
2.1. Crème de vase.....	155
2.2. Vase instable à stabilisée	157
2.3. Développement algaire - Fixation de la pellicule superficielle	158
2.4. Niveaux salifères dans les hautes slikkes	162
2.5. Sédiments plus profonds extraits par carottages	163
2.6. Conclusions.....	163
CHAPITRE X – VARIATIONS DE LA TEMPERATURE DE LA PELLICULE SUPERFICIELLE AU COURS DES EMERSIONS.....	165
1 – De jour.....	165
2 – De nuit.....	168
TROISIEME PARTIE – CHIMIE DES EAUX INTERSTITIELLES	
CHAPITRE XI – VARIATIONS CHIMIQUES DES QUELQUES ELEMENTS MAJEURS DES EAUX RECOUVRANT LES VASIERES.....	171
1 – Calcium	172
1.1. Tréhiguier (baie de la Vilaine).....	172
1.2. Baie de Bourgneuf.....	173
1.3. Baie de l'Aiguillon.....	173
2 – Magnésium et potassium.....	174
3 – Les autres éléments majeurs des eaux fluviales.....	174
4 – Conclusion	177
CHAPITRE XII – VARIATIONS CHIMIQUES (ELEMENTS MAJEURS) DANS L'EAU INTERSTITIELLE DE LA PELLICULE SUPERFICIELLE	179
1 – Variations chimiques de l'eau interstitielle.....	179
1.1. Au cours d'une station	179
1,2. Variations dans l'ensemble des stations sur les différentes vasières	183
1.3. Relation entre les variations des éléments majeurs	185
2 – Conclusions	193

REPERTOIRE DES STATIONS CITEES DANS LE TEXTE ET EN ANNEXE

ANNEXES (Pages)					TEXTE (Pages)
STATIONS	HYDROLOGIE S : isolaines T : isotubicités	CHIMIE des eaux interstitielles de la pellicule superfi- cielle	LOGS radio. et gamma. des carottes	CHIMIE des eaux interstitielles des carottes	STATIONS citées dans le texte p.
BAIE DE LA VILAINE					
T : TRÉHIGUIER					
T. 24.8.72	3	50	/	/	51-52-55-64-166
T. 23.10.72	3	50	/	/	52-56-64-166
T. 6.03.73	4	51	/	/	27-28-45-51-52-53-54-55-64-166-184-185-214
T. 19.04.73	5	52	/	/	28-44-51-52-55-64-65-166
T. 17.07.73	6	53	91	105	27-28-52-53-55-64-166-201-203
T. 30.08.73	7	54	/	/	25-28-52-54-55-64-166-183-184-213-214
T. 1.10.73	7	55	/	/	25-27-28-52-56-64-166
T. 29.10.73	8	56	92	106	28-52-55-64-166-203
T. 26.11.73	8	57	93	107	27-28-52-56-64-65-166-199-203
Mp. 7.09.71	9	/	/	/	29-67-68
Mp. 7.10.71	9	/	/	/	29-31-68
Mp. 22.12.71	10	/	/	/	29-68-69-70
Mp. 28.07.72	10	58	/	108	29-52-67-68-70
Mp. 11.08.72	11	59	/	/	29-52-54-68-69-71-166
Mp. 23.08.72	11	60	/	/	29-52-68-69-70-166-220
Mp. 13.09.72	12	60	/	109	29-52-56-68-69-166
Cmp. 17.10.72	13	61	/	110	25-29-46-47-48-52-56-58-59-68-70-166-168-198
BAIE DE BOURGNEUF					
Mp : Mouillepie'd C : Le Collet Cmp : {intermé- diaire}					
C. 6.12.72	14	62	/	/	25-29-45-52-56-68-166
C. 20.02.73	15	63	/	/	29-51-52-53-56-68-69-166-214
Cmp. 4.04.73	16	64	/	111	29-52-68-166
Mp. 4.06.73	16	65	94	112	29-31-52-68-124-166-198-199-203-213-215
Mp. 3.07.73	17	66	95	113	29-46-48-52-56-59-68-69-98-99-100-102-103-104-124-125-166-179-180-203-204-214
Mp. 31.07.73	17	67	96	114	102-104-124-166-189-203-204-206
Cmp. 17.09.73	18	68	/	/	29-52-67-68-124-166
C. 15.10.73	18	69	/	/	28-29-31-52-68-117-121-166
Cmp. 12.11.73	19	70	97	115	29-31-41-43-46-48-52-59-68-70-166-198-206

REPERTOIRE DES STATIONS CITEES DANS LE TEXTE ET EN ANNEXE

		ANNEXES (Pages)				TEXTE (Pages)
STATIONS		HYDROLOGIE	CHIMIE des eaux interstitielles de la pellicule superficielle	LOGS radio. et gamma. des carottes	CHIMIE des eaux interstitielles des carottes	STATIONS citées dans le texte p.
		S : isohalines T : isoturbidités				
BAIE DE L'AIGUILLON Ai : Aiguillon	Ai. 25.07.72	19	/	/	/	32-33-52-57-73-75
	Ai. 6.09.72	20	71	/	/	14-52-53-57-73-74-166
	Ai. 23.11.72	21	71	/	/	32-33-46-47-48-52-53-57-58-59-72-73-74-75-166
	Ai. 22.02.73	22	72	98	116	23-52-53-57-72-73-74-75-166-214
	Ai. 6.04.73	23	73	/	/	33-52-53-57-73-166-189
	Ai. 6.06.73	23	74	/	/	33-52-53-57-73-75-124-166
	Ai. 5.07.73	24	75	/	/	32-33-52-53-57-73-166-214
	Ai. 2.08.73	24	76	99	117	25-32-33-46-48-52-57-59-72-73-98-99-101-102-103-104-166-168-183-184-202
	Ai. 19.09.73	25	77	/	/	25-33-52-53-54-57-73-74-75-166
	Ai. 17.10.73	25	78	/	/	25-33-52-57-72-73-166
	Ai. 14.11.73	26	79	100	118	33-46-47-48-52-57-58-59-73-75-166
	Pt. 8.08.72	27	80	/	119	34-52-77-201-220
	Pt. 22.09.72	27	81	/	/	34-43-52-77-166
	Pt. 12.12.72	28	92	/	/	34-43-47-48-52-59-60-61-77-166
	Pt. 8.03.73	28	93	/	/	34-43-47-48-52-53-59-61-76-77-124-125-166-169-184-214
	Pt. 24.04.73	28	84	/	/	25-34-47-48-52-58-59-61-77-166
BAIE D'OLERON Pt : Pédémont	Pt. 21.06.73	29	85	101	120	34-47-48-52-58-59-76-77-166-200-203-213-215
	Pt. 19.07.73	29	86	101	121	34-43-44-47-48-52-59-61-76-77-124-166-184-200-203-213-214-215
	Pt. 28.03.73	29	87	/	/	34-47-48-52-54-59-60-61-76-77-78-166-183-184
	Pt. 27.09.73	30	88	/	/	25-34-47-52-53-61-76-77-98-99-101-102-103-104-124-125-166-213-214
	Pt. 31.10.73	30	89	102	122	25-34-43-47-48-52-53-59-61-77-78-166-192-200-203-205-213-214-215
	Pt. 30.11.73	31	90	103	123	34-43-47-48-52-59-61-77-78-166-200-203-213-215

CHAPITRE XIII – VARIATIONS CHIMIQUES (ELEMENTS MAJEURS) DES EAUX INTERSTITIELLES DU PREMIER METRE DE SEDIMENT DES SLIKKES ..	195
1 – Caractéristiques physiques principales	195
1.1. Densité humide – Teneur en eau.....	195
1.2. Granulométrie : fraction fine – fraction grossière.....	196
2 – Variations des éléments majeurs	197
2.1. Les chlorures	197
2.2. Le calcium.....	198
2.3. Le magnésium	199
2.4. Le potassium	200
2.5. pH des eaux interstitielles en fonction de la profondeur.....	201
2.6. Les sulfates	202
2.7. La réserve alcaline.....	204
2.8. Silice dissoute	206
3 – Conclusion	207
CHAPITRE XIV – CORRELATIONS ENTRE LES EAUX INTERSTITIELLES DE LA PELLICULE SUPERFICIELLE ET CELLES DU PREMIER METRE DE SEDIMENT	209
1 – Facteurs physico-chimiques régissant les réactions chimiques eau-sédiment, ..	209
1.1. pH	209
1.2. Le potentiel redox	210
1.3. Rôle des argiles	210
1.4. Rôle de la température.....	211
1.5. Rôle de l'évaporation.....	211
1.6. Rôle des "complexes" ou des associations d'ions majeurs dans l'eau de mer (et dans les eaux interstitielles).....	212
1.7. Rôle de la matière organique – Système sulfates – réserve alcaline	213
2 – Hypothèses pour relier les variations chimiques observées des eaux intersti- tielles de la pellicule superficielle et des sédiments plus profonds	219
2.1. Hypothèses concernant la pellicule superficielle seule	219
2.2. Hypothèses concernant l'ensemble pellicule superficielle et sédiments plus profonds	221
3 – Conclusions	225
CONCLUSIONS GENERALES	227
BIBLIOGRAPHIE	233
ANNEXES	

■■■■■■■■■■

INTRODUCTION

AVANT-PROPOS

Au cours de mes études sur l'hydrologie et la sédimentologie de la Baie de Bourgneuf (Thèse de 3ème cycle, 1968), j'ai pris conscience des problèmes que posait la sédimentation des éléments fins (de diamètre inférieur à 44 microns). Dans cette baie, dont les fonds sont essentiellement sableux, pourquoi s'accumule-t-il d'énormes quantités de vase le long des côtes orientales, alors que le centre de la baie, ses bordures nord, sud et ouest sont pratiquement dépourvus de sédiments très fins ? La baie de Bourgneuf n'est pas le seul lieu géographique où la sédimentation fine actuelle soit très active. VERGER (1968) décrit de nombreuses "vasières" sur le littoral occidental français, depuis la frontière espagnole jusqu'à la Belgique, analogues aux "wadden" des Pays-Bas, d'Allemagne et du Sud Danemark (POSTMA, 1954 ; VAN STRAATEN et KUENEN, 1957 ; REINECK, 1970).

Les sédiments fins, à l'origine de séries sédimentaires géologiques très importantes, ont attiré l'attention de très nombreux chercheurs français ou étrangers. Toutefois, peu de travaux ont été effectués dans le domaine intertidal. Depuis les travaux de BOURCART et FRANCIS - BOEUF (1942) et de FRANCIS - BOEUF (1947), nous pouvons citer principalement les recherches de DEBYSER (1961) sur la géochimie des vases marines, de MIGNIOT (1968) sur les propriétés physiques des vases, de VERGER (1968) sur la géomorphologie et la sédimentation des marais et wadden du littoral occidental français. Ces études portent sur l'ensemble de la sédimentation fine, mais n'attachent pas d'importance particulière à la pellicule superficielle des vasières.

C'est pourquoi nous nous sommes intéressé à cette pellicule superficielle, résultat de la sédimentation actuelle. L'interface des vasières est en perpétuel changement, au cours des heures de marée, au cours des saisons. De plus, il faut considérer

- l'interface eau-sédiment, lors des marées hautes, avec dépôt ou remise en suspension ;
- l'interface air-sédiment, lors des émerSIONS : ses propriétés physiques et chimiques peuvent varier beaucoup plus rapidement du fait du changement de milieu.

Ainsi, l'étude de la pellicule superficielle des vasières, soumises aux émerSIONS biquotidiennes le long des côtes françaises, se divise-t-elle en trois parties logiques :

- Hydrologie des masses d'eau recouvrant les vasières : décantation, remise en suspension ;
- Evolution physique de la pellicule superficielle ;
- Variation chimique des eaux interstitielles de la pellicule superficielle, lors des émerSIONS.

Le taux de sédimentation de ces régions étant très élevé, nous nous sommes penché sur le proche passé de ces pellicules superficielles enfouies les unes sous les autres. Nous décrirons donc les variations physico-chimiques des premiers décimètres de sédiment à la surface des vasières et nous essaierons de les relier aux variations observées sur la pellicule superficielle.

Cette étude n'a pu être entreprise avec efficacité que par la localisation géographique privilégiée du Laboratoire de Géologie Marine de Nantes, à proximité des vasières atlantiques. En effet, les vases sont des milieux très actifs, et il n'est pas possible de conserver très longtemps intacts et stables les échantillons prélevés. Il faut donc les étudier très vite après leur récolte. Ces impératifs ont limité nos recherches à des vasières accessibles depuis Nantes, en quelques heures, afin de pouvoir intervenir sur les sédiments frais dans les plus brefs délais (dans les 24 heures). Nous avons donc débuté nos recherches par les vasières de la Baie de Bourgneuf; puis, pour comparer ces premiers résultats, nous nous sommes penché sur les vasières de la Baie de la Vilaine (Tréhiguier), de l'Anse de l'Aiguillon (Port du Pavé) et de la Baie d'Oléron (Pointe de Piédemont). De plus, sur ces vasières, nous nous sommes situé sur les différents emplacements morphologiques des vasières : haute ou basse slikke, proximité immédiate d'un fleuve ou absence d'eau douce etc ...

Nous avons ainsi, pour 4 lieux géographiques, effectué des observations mensuelles, de juillet 1972 à novembre 1974, de 18 à 19 heures continues, soit 1 cycle et demi de marée : du retrait diurne de la mer jusqu'au retour nocturne en passant par une marée haute. Compte tenu des impératifs d'observation (maxima de variations lors des basses mers entourant l'heure du passage du soleil au point culminant, ce qui se produit 3 jours toutes les deux semaines), il fallait effectuer deux stations en 72 heures, tout en se déplaçant d'une vasière à l'autre et en revenant au laboratoire pour les premières analyses. Aussi, ce mode d'observation est-il très éprouvant physiquement, principalement en hiver !

Nous avons pu effectuer 48 séries d'observations réparties ainsi :

- 9 dans la baie de la Vilaine,
- 17 dans la baie de Bourgneuf,
- 11 dans l'Anse de l'Aiguillon,
- 11 dans la baie d'Oléron,

permettant de récolter 3 200 échantillons d'eau pour analyses de salinité, turbidité, cations majeurs Ca^{++} , Mg^{++} et K^+ , de 500 échantillons de vase de pellicule superficielle (propriétés physiques : teneur en eau — rhéologie — eaux interstitielles — pH — salinité, Ca^{++} , Mg^{++} , K^+ , Na^+ , SO_4^{--} , SiO_2 dissoute, réserve alcaline) et enfin 40 mètres de sédiments en carottes (sur le premier mètre de la slikke) où nous avons analysé l'eau interstitielle comme les eaux de la pellicule superficielle. Dans la mesure du possible, nous avons essayé de faire toutes les analyses citées sur tous les échantillons, de manière à suivre en continu les variations de ces facteurs. Tout ceci représente près de 20 000 manipulations et nous permet de donner une certaine image statistique des phénomènes produits par l'émersion sur la pellicule superficielle des slikkes d'une part, et sur les complexes eau-sédiment au cours du premier stade de leur enfouissement.

Ces observations et analyses ont été complétées par des prélèvements "in situ" de la pellicule superficielle par congélation directe à l'azote liquide, afin d'étudier la microstructure de la vase lyophilisée, à l'aide du Microscope Electronique à Balayage. Là encore, de grosses difficultés de prélèvement surgissent. Il faut transporter 60 kg de matériel (réserve d'azote liquide pour la congélation sur des vasières inaccessibles à pied ; il est nécessaire de rapporter très rapidement au laboratoire la pellicule superficielle toujours congelée.

C'est pourquoi les prélèvements par congélation n'ont jamais pu se faire lors des observations régulières et ont nécessité des voyages spéciaux. Aussi, est-il délicat de relier les variations physico-chimiques observées de la pellicule superficielle à sa propre microstructure; nous ne pouvons faire que des corrélations hypothétiques lors des phénomènes se succédant au cours d'une émersion.

Parallèlement à ce travail de terrain et d'analyses directes en laboratoire, nous avons procédé à quelques expériences "in vitro" :

- étude des variations de la perméabilité de vase fraîchement déposée, au cours des premiers stades du tassement ;
- essais d'érosion par une lame d'eau, ou jet d'eau, représentant l'onde de flot revenant sur les vasières après une émerision. Nous avons utilisé un montage original permettant d'éroder divers types de pellicule superficielle ;
- évolution de l'eau interstitielle d'une crème de vase au cours des trois premiers mois de décantation dans un culot de tassement ;
- étude du phénomène évapo-ascension capillaire, analogue à celui des vasières, mais en milieu inerte.

Ces essais en laboratoire n'ont pas le but de quantifier les phénomènes, mais d'approcher les divers facteurs évolutifs par la connaissance du point de départ, alors que sur les vasières nous n'observons que les interactions des facteurs agissant dans le temps.

C'est dans le sens d'une approche expérimentale qu'il faut considérer ces résultats.

Si, tout au long de ce travail, nous montrons l'importance d'une sédimentation très active, il ne faudrait pas croire que cela se produit toujours, singulièrement en période de tempête, lorsque l'érosion l'emporte sur la sédimentation. En effet, comme dans la plupart des travaux océanographiques, nous avons surtout fait des observations de "beau temps", bien que parfois nous ayons essayé de saisir les phénomènes au cours des tempêtes, à partir de la côte. Nous pensons que le lecteur, averti des "aléas" de la mer, ne nous en tiendra pas rigueur.

Enfin, en espérant que cette étude sur la pellicule superficielle des vasières littorales émergeant à marée basse apporte quelques réponses aux problèmes que se posent les sédimentologues, je dédie ce mémoire à toute l'équipe du Laboratoire de Géologie Marine de Nantes, et au Centre National de la Recherche Scientifique qui par son soutien financier m'a permis de me consacrer entièrement à ces recherches difficiles, souvent fatigantes, mais combien passionnantes.

■■■■■■■■

INTRODUCTION

CADRE GÉOMORPHOLOGIQUE ET GÉOLOGIQUE DES VASIÈRES ATLANTIQUES ÉTUDIÉES

Avant de décrire nos observations sur la pellicule superficielle, nous nous proposons de rappeler brièvement les contextes géomorphologiques et géologiques des vasières étudiées. Nous reprendrons souvent des travaux antérieurs, tout en y apportant quelques précisions, liées directement à nos observations. Du Nord au Sud, nous trouvons successivement (fig. 1) :

La baie de la Vilaine
La baie de Bourgneuf
L'Anse de l'Aiguillon
La baie d'Oléron.

1-LA BAIE DE LA VILAINE (fig. 2)

1.1. CADRE GÉOMORPHOLOGIQUE

La baie de la Vilaine constitue la partie orientale du Mor Bras décrit par VANNEY (1964-1965), dépression marginale sud armoricaine allongée parallèlement à la côte, prolongée en outre par la baie de Quiberon vers l'ouest.

Séparée de l'estuaire de la Loire par la presqu'île guérandaise, la baie de la Vilaine se caractérise par une large ouverture aux influences océaniques, vers le sud. Entre la Pointe du Croisic et le plateau du Four, les influences fluviales de l'estuaire de la Loire peuvent aisément y pénétrer. Entre le Plateau du Four et les hauts fonds des îles de Hoedic et de Houat, à l'ouest, on retrouve sur le "bed-rock" la trace du paléolite de la Vilaine, creusé lors de la régression préflandrienne.

Cette baie est pratiquement occupée par le delta sous-marin de la Vilaine, qui est la rivière la plus importante du Massif Armoricaïn, et dont le bassin hydrographique, entièrement creusé dans le Paléozoïque, couvre le tiers de la Bretagne. La Vilaine possède un débit moyen de $138 \text{ m}^3/\text{sec}$. (BOUYASSE, 1966). Depuis la fermeture définitive du barrage d'Arzal, en décembre 1970, la Vilaine n'a plus aucune influence sur son ancien estuaire, qui allait des pointes de PENLAN et de HALGUEN vers le large, jusqu'à REDON, en amont, soit 50 km. Actuellement, seuls quelques vannages, au moment des crues, peuvent, comme nous le verrons, faire varier la salinité, sans changer les transits de sédiments.

1.2. CADRE GÉOLOGIQUE

Géologiquement, la baie de la Vilaine se situe dans le "domaine de l'anticlinal de Cornouaille" (COGNE, 1960), de direction W N W - E S E, sud-armoricaine. Elle est entièrement creusée dans



Fig. 1.— Vasières atlantiques et contexte géologique des bassins versants.

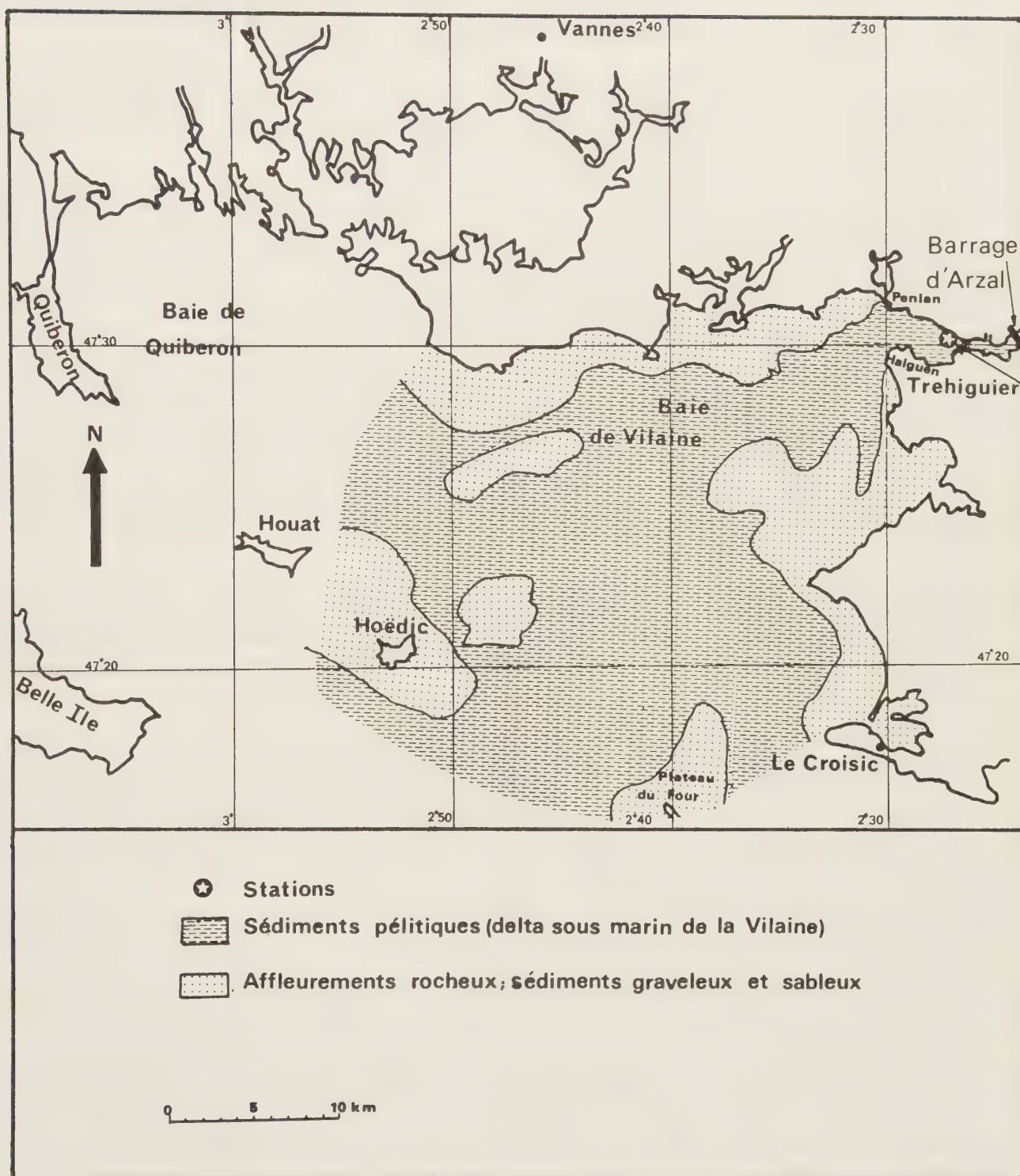


Fig. 2.— Baie de la Vilaine (d'après VANNEY, 1965 et BOUYASSE, 1966).

les ectinites, zone synclinoriale bordée au nord par les migmatites de l'anticlinal de Cornouaille, au sud par les migmatites de l'anticlinal de St-Nazaire. Du point de vue tectonique, cette région est marquée par des dislocations de direction principale sud-armoricaine, et d'autres secondaires perpendiculaires, d'âge tertiaire (GUILCHER, 1943).

En dehors du socle hercynien, les séries sédimentaires les plus anciennes sont les calcaires à Nummulites éocènes du plateau du Four. A l'Oligocène, au Miocène et au Pliocène se produisent plusieurs transgressions, tandis que des mouvements tectoniques mineurs imposent les principales directions actuelles du réseau fluvial.

Au Quaternaire, transgressions et régressions se succèdent. La régression préflandrienne a provoqué le surcreusement du lit de la Vilaine (30 m environ à Arzal) dont on retrouve encore les témoins, non ennoyés totalement sous les sédiments, entre le plateau du Four et l'île de Hoedic, à la cote -35 m C.M. à -45 m C.M. (BOUYASSE, 1966). La transgression flandrienne a comblé et comble encore cette région, avec de fortes épaisseurs de sédiment.

1.3. SÉDIMENTS

Les cartes sédimentologiques de la baie de la Vilaine, dressées par VANNEY (1965) et par BOUYASSE (1966), montrent que la baie de la Vilaine est presque exclusivement occupée actuellement par des pélites, laissant subsister des zones rocheuses en bordure du continent, où peuvent s'accumuler des gravelles et des sables. Dans l'estuaire lui-même, les sédiments sont exclusivement pélitiques, à forte teneur en argile, les axes des chenaux étant dépourvus de sables (BOUYASSE, 1966).

Le cortège argileux des vases de l'estuaire de la Vilaine est intéressant à décrire. LAFOND (1953) donnait la composition suivante : illite et kaolinite, en abondance relativement égale tout au long du lit de la Vilaine, et concluait à une origine fluviale. En 1961, par une analyse plus poussée, LAFOND décrit le cortège suivant, pour les différentes parties du cours de la Vilaine.

— Pour les cours supérieur et moyen : illite, kaolinite abondantes et bien représentées, chlorite peu abondante et un minéral non argileux : la pyrophyllite, abondante dans le cours supérieur, moins dans le cours moyen. La pyrophyllite est un bon marqueur des sédiments car très rare dans les roches ; elle permet de localiser la zone d'approvisionnement. De plus, elle est peu altérable, et très finement divisée, aux dimensions analogues à celles des argiles (DUNOYE de SEGONZAC et CHARLEY, 1968).

— Dans le cours inférieur estuarien : illite et kaolinite abondante, chlorite peu représentée et mal cristallisée et absence totale de pyrophyllite.

LAFOND concluait alors à une origine presque exclusivement marine des sédiments superficiels actuels dans l'estuaire.

Nos diffractogrammes du cortège argileux, tant des suspensions que des sédiments de la pellicule superficielle, présentent les minéraux suivants : illite et kaolinite bien représentés, très peu ou pas de chlorite, et des minéraux interstratifiés gonflants, du type illite - montmorillonite, absence de pyrophyllite. Ce cortège est tout à fait analogue à celui trouvé en Loire et sur le plateau continental voisin (BARBAROUX et GALLENE, 1973).

Ceci tendrait bien à confirmer l'hypothèse de LAFOND : les sédiments superficiels actuels de l'estuaire de la Vilaine seraient bien d'origine marine, mais avec des caractères ligériens ; nous en déduisons un transit de la Loire vers la Vilaine, tout au moins pour les sédiments actuels.

Taux de sédimentation. Selon BOUYASSE (1966), le taux de sédimentation semble très faible, ceci avant la fermeture du barrage d'Arzal en 1970. Depuis, au contraire, il semble qu'il y ait érosion des slikkes au profit des chenaux et du delta sous-marin de la Vilaine; c'est ce que nous montrerons dans la partie hydrologique de ce mémoire.

Le lieu d'observation est situé directement sur le lit de la Vilaine, sur la rive nord, face à la ville de Tréhiguier, dans une zone non couverte de bouchots à moules, influencée directement par la rivière.

2 - LA BAIE DE BOURGNEUF (fig.3)

2.1. CADRE GÉOMORPHOLOGIQUE

Située au sud de l'estuaire de la Loire, entre le continent et l'île de Noirmoutier, cette baie possède deux ouvertures vers l'océan Atlantique, de dimension très différente : largement ouverte au Nord, entre les Pointes de St-Gildas et de l'Herbaudière, elle laisse pénétrer les influences océaniques et les apports fluviaux de la Loire. Par contre, au Sud, l'étroit Goulet de Fromentine, resserré encore depuis la construction du pont (1970), n'est d'un goulet de marée, peu propice aux échanges entre l'océan et la baie.

En dehors de l'influence de la Loire, la baie de Bourgneuf reçoit très peu de cours d'eau, sinon de simples ruisseaux drainant le sud du Pays de Retz, ou des étiers de marais séparés de la mer par des portes-écluses, sur la côte orientale.

La topographie des fonds marins montre une différence entre le nord et le sud. Au nord, d'anciens reliefs continentaux sont encore accusés : chenaux de la Pierre, du Centre, séparés par des hauts fonds ; au sud, au contraire, à l'exception du chenal du Foin, relief karstique (DELANOE et col., 1971), le relief est très plat, par suite du comblement en grande partie situé dans la zone de balancement des marées.

Le long de la côte orientale, depuis la Bernerie jusqu'à Fromentine, s'étendent de vastes vasières, découvrant sur 3 à 4 kilomètres de large.

2.2. CADRE GÉOLOGIQUE

La baie de Bourgneuf est un bassin d'effondrement du socle briovérien sud-armoricain dont on retrouve les lignes structurales (orientées WNW - ESE) le long de la côte septentrionale et dans les chenaux de la Pierre et du Centre. Comme dans la baie de la Vilaine, les témoins sédimentaires les plus anciens sont d'âge éocène, bien que la présence de gros galets de silex puissent traduire des formations mésozoïques ennoyées sous des formations plus récentes ou disparues par érosion. L'extension des séries éocènes (grès à Sabalites du Bois de la Chaize, au NE de l'île de Noirmoutier, et surtout les calcaires gréseux du bassin de Machecoul), aura certaines conséquences pour les eaux continentales, dans la région du Collet. En effet, les eaux de ruissellement peuvent s'y charger en calcium et influencer les eaux saumâtres évoluant sur les slikkes orientales de la baie (voir chapitre XI).

C'est au Quaternaire que la baie de Bourgneuf acquiert sa forme actuelle. Les régressions et transgressions glacio-éustatiques ont modelé le relief du substratum rocheux. La régression préflandrienne creuse de profonds thalwegs dont les chenaux de la Pierre et du Centre sont les vestiges et qui se joignent aux paléolits de la Loire, sous l'actuelle couverture sédimentaire (fig.4).



Fig. 3.— Baie de Bourgneuf (d'après GOULEAU, 1968).

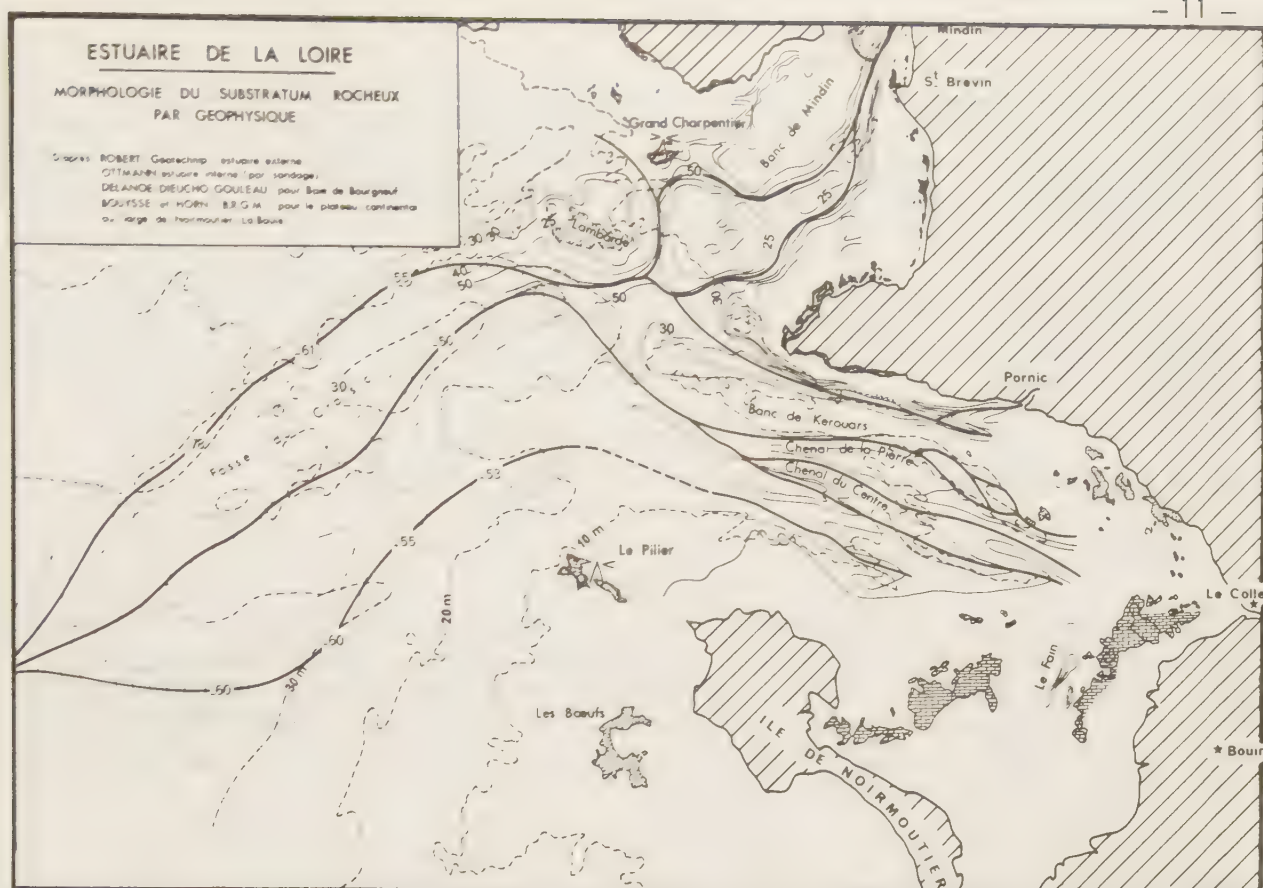


Fig. 4.— Paléolits dans la baie de Bourgneuf, sous la couverture sédimentaire.

La transgression flandrienne est responsable du comblement partiel de la baie d'abord par des sables et graviers quartzeux blancs, puis par de nombreux cordons dunaires à l'abri desquels se sont formées des argiles tourbeuses et des tourbes; puis viennent des sables moyens et fins.

Les apports vaseux de la Loire comblent alors le golfe de Machecoul, le transformant en polder, puis en marais, tandis que l'île de Noirmoutier, jusqu'alors réduite à son môle briovérien, s'étend vers le sud par le cordon littoral actuel et transforme radicalement le régime hydrodynamique de la baie (GOULEAU, 1968).

2.3. LES SÉDIMENTS

La carte sédimentologique montre une couverture presque exclusivement sableuse, sur toute la baie. Seul le chenal de la Pierre est comblé de sédiments vaseux; il est le prolongement vers la mer des vasières littorales. L'origine de ces sédiments sableux et surtout vaseux est à rechercher dans les apports fluviaux de la Loire. Nous avons montré (GOULEAU, 1970) comment l'estuaire de la Loire déverse ses eaux turbides lorsque ses crues coïncident avec les faibles marées. Les suspensions arrivent alors dans le "cul-de-sac" formé par les côtes de la Bernerie au Collet au nord et l'endiguement du marais de Machecoul au sud, et provoquent une sédimentation très active (1 cm par an en moyenne, même de nos jours).

C'est dans cette "rade du Collet" que nous avons commencé à étudier les premiers stades de la sédimentation sur ces immenses vasières émergentes.

Le cortège argileux de ces vases, très voisin de celui des sédiments fins de la Loire (illite, kaolinite et complexes gonflants interstratifiés : illite, montmorillonite, peu ou pas de chlorite), prouve la parenté entre les sédiments de la baie et de la Loire.

Taux de sédimentation . Comme nous l'avons déjà signalé, le taux de sédimentation, sur les vasières, est de l'ordre de 1 centimètre par an. En dehors de ces zones, il semble y avoir une stagnation : seuls les sables fins et très fins peuvent se déplacer et constituer des dunes hydrauliques (VANNEY, thèse 1969), sans qu'il soit possible de montrer s'il y a encore des apports sableux actuels. Par contre, les sédiments fins arrivent toujours de la Loire.

Les emplacements des observations sont variés, mais se situent tous en bordure du chenal de marée du Falleron, sur les levées : Station C dans le port du Collet (hiver et tempête) ; Station C-Mp à 300 mètres de la côte, sur la haute slikke, et Station Mp, à 1,500 km de la côte sur la basse slikke.

3-ANSE DE L'AIGUILLON (fig. 5)

3.1. CADRE GÉOMORPHOLOGIQUE

L'Anse de l'Aiguillon actuelle n'est que la terminaison vers la mer du vaste marais poitevin, décrit par WELSCH (1919), qui s'étendait de part et d'autre de la Sèvre Niortaise. L'Anse de l'Aiguillon est isolée du marais par un endiguement complet coupé de très nombreuses écluses, dont la principale et la dernière sur la Sèvre Niortaise, se situe au Carreau d'Or, près de Marans, laissant subsister un estuaire de 10 km de long à l'intérieur du marais desséché, dit souvent "rivière de Marans".

L'Anse de l'Aiguillon est de forme circulaire, d'environ 8 km de diamètre. Elle est presque totalement émergée à basse mer, et la "rivière de Marans", orientée NNE - SSW, coule alors entre deux slikkes. Ces slikkes sont parcourues par un réseau de chenaux de marée dont les principaux sont de l'ouest vers l'est, la Raque, le Chenal Vieux et le Chenal de Luçon ; ils se jettent, à marée basse, dans la rivière de Marans pour constituer "la baie de l'Aiguillon" (VERGER, 1968).

La zone émergée à marée basse est divisée en trois parties distinctes par VERGER (1968)

- un domaine central, parcouru par de très nombreux chenaux de marée : les basses slikkes,
- une première couronne : les hautes slikkes, peu irriguées, séparées des basses slikkes par une zone où prennent naissance les chenaux ;
- une seconde couronne : le schorre, colonisé par la végétation.

C'est principalement à la limite haute slikke - basse slikke que nous avons fait nos observations : au port du Pavé en Charron, bien que nous ayons travaillé également sur les basses slikkes, au centre de la baie, à proximité de l'embouchure du chenal de Luçon, dans la rivière de Marans ; mais le temps des émergences y est court ; c'est pourquoi nous sommes surtout intéressé à la zone limite haute - basse slikke, émergeant 6 à 7 heures par marée.

3.2. CADRE GÉOLOGIQUE

Le marais poitevin correspond à un synclinorium de direction sud-armoricaine, datant du Pliocène (Carte géologique au 80.000^e de Fontenay-le-Comte). Il repose entièrement sur les séries jurassiques : calcaires bathoniens au nord, calcaires séquanais au sud, avec des pointements de marnes calloviennes, de calcaires marneux rauraciens et de marnes oxfordiennes dans le marais lui-même.

Le comblement du marais s'est fait au Flandrien par des alluvions marines (bri) à Scrobicularia plana, appelées par WELSCH (1919) "argile à Scrobiculaires".

La Sèvre Niortaise draine donc des terrains exclusivement calcaires dans son cours amont, et marécageux dans sa partie aval.

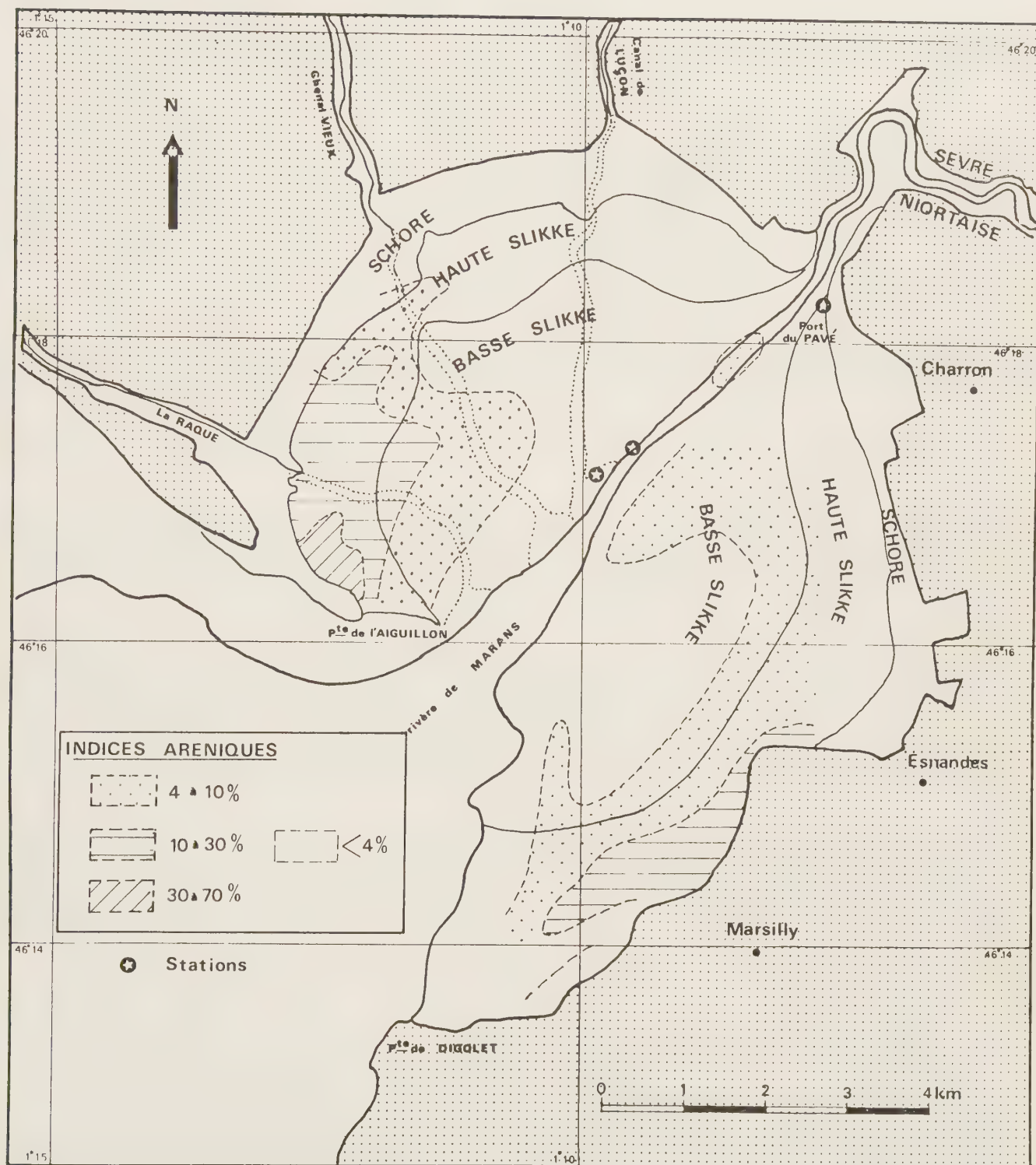


Fig. 5.— Anse de l'Aiguillon (d'après LORIN, 1968).

3.3. SÉDIMENTS DE L'ANSE DE L'AIGUILLON

Les sédiments de l'Anse de l'Aiguillon sont les plus fins que l'on trouve sur la côte du Golfe de Gascogne. LORIN (1968) donne un indice arénique, d'après VANNEY (1965) :

$$\frac{\text{Poids des sables supérieur à } 37 \mu}{\text{Poids de sable} + \text{Poids des pélites}} \times 100,$$

compris entre 0 et 10 % pour la majorité de l'Anse. Seul le cordon dunaire situé au nord de la pointe de l'Aiguillon, et limitant la partie nord de l'Anse, présente un indice arénique compris entre 10 et 30 %. LATOUCHE et PARRA (1970), étudiant quelques caractéristiques géochimiques des vases récentes du Golfe de Gascogne, donnent entre 40 et 60 % de fraction inférieure à 2 μ , soit des argiles. Nous-même, dans la pellicule superficielle, nous n'avons trouvé que très rarement une fraction sableuse (diamètre supérieur à 44 μ) supérieure à 2 % ; seule la station 6.09.72, près du chenal de Luçon, présente des fractions grossières de 5 %.

Cette fraction grossière, très peu importante, contient entre 40 et 70 %, voire davantage, de carbonate de calcium. Elle est donc pratiquement constituée de débris de coquilles, de Mytilus edulis, sans doute, étant donné l'exploitation mytilicole intense de cette région.

La sédimentation de l'Anse de l'Aiguillon est donc exclusivement vaseuse, si l'on excepte la région de la pointe de l'Aiguillon.

Le cortège argileux de cette vase est constitué, selon FRIDMAN (1953 et 1960) d'illite et de kaolinite, avec parfois des traces de chlorite. DEBYSER (1961) confirme ce résultat et ajoute la présence probable de montmorillonite. VERGER (1968) déclare que la montmorillonite peut devenir prédominante dans l'Anse de l'Aiguillon, alors que dans le Marais Poitevin, elle est absente ou à l'état de traces, ce qui pose le problème de son origine.

Nos diffractogrammes des argiles de la pellicule superficielle et des suspensions livrent un cortège uniforme d'illite-kaolinite, montmorillonite ou complexes gonflants illite-montmorillonite. D'où provient donc cette montmorillonite, si elle fait défaut dans le Marais Poitevin ? LAFOND et VERGER (1965) pensent qu'elle tirerait son origine d'une dégradation d'un interstratifié illite-amersuite, abondant dans les marnes oxfordiennes affleurant dans le Marais.

Le taux de sédimentation de l'Anse de l'Aiguillon est aussi élevé que celui de la rade du Collet : environ 1 cm par an d'après les travaux de CARATINI (1968) à partir d'analyses polliniques, valeur qui sera confirmée d'une autre manière par notre étude des transits sédimentaires en suspension.

4 - BAIE D'OLÉRON (fig: 6)

4.1. CADRE GÉOMORPHOLOGIQUE

La baie d'Oléron est divisée naturellement en deux régions distinctes par la présence de l'estuaire de la Charente :

— au nord de cet estuaire c'est le Pertuis d'Antioche, largement ouvert aux influences océaniques entre les îles de Ré au nord et d'Oléron au sud ;

— au sud de la Charente c'est le bassin de Marennes - Oléron, limité au nord par le Pertuis d'Antioche et au sud par le Pertuis de Maumusson, étroit passage entre le sud de l'île d'Oléron et le continent, analogue au détroit de Fromentine, entre l'île de Noirmoutier et le continent.

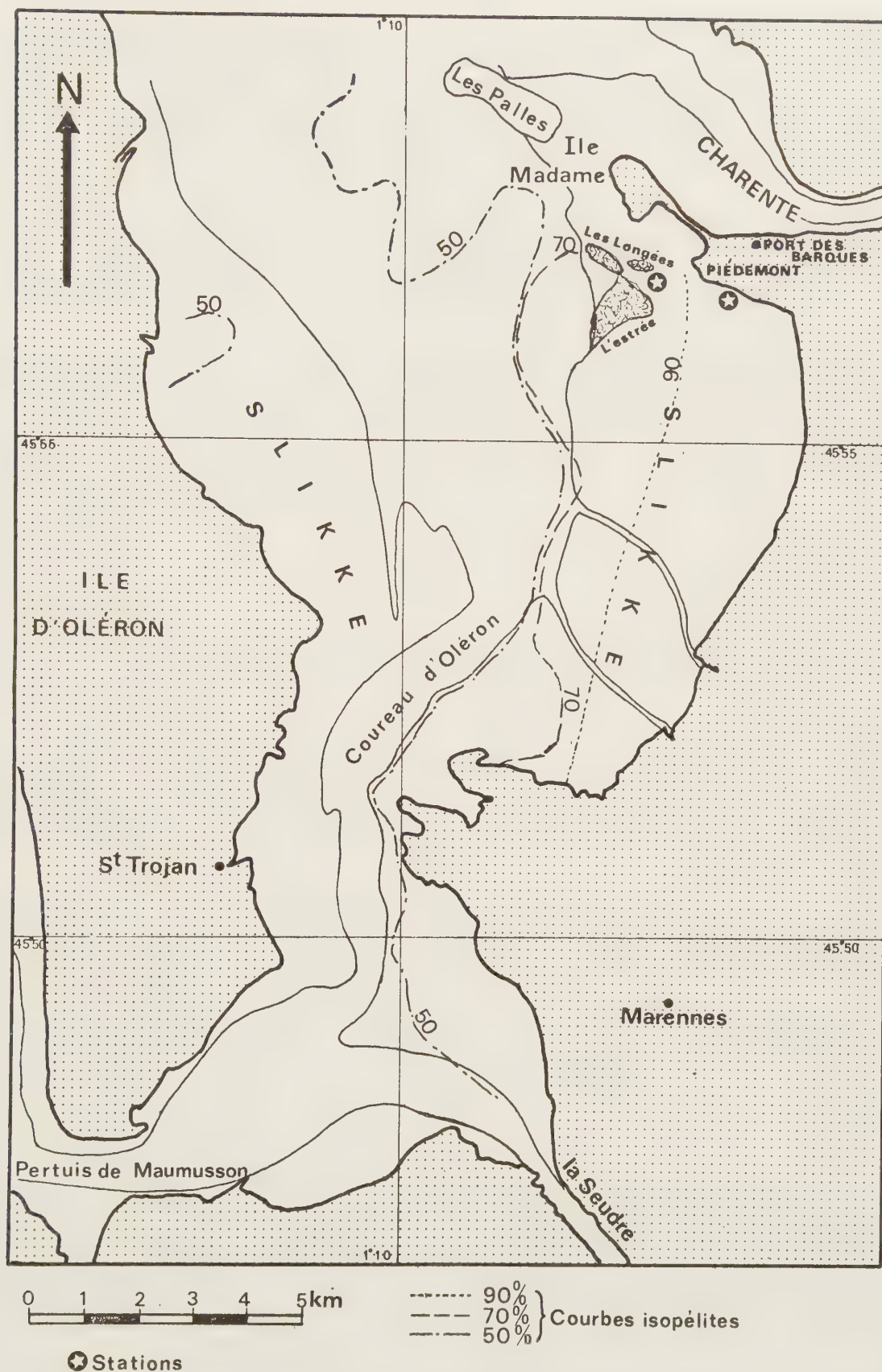


Fig. 6. — Baie d'Oléron (d'après BARUSSEAU, 1973).

A la différence de la baie de Bourgneuf, la baie d'Oléron reçoit directement des décharges continentales importantes. Elle sera donc plus influencée par les eaux de la Charente que ne l'était la baie de Bourgneuf par l'estuaire de la Loire, principalement pour les sédiments fins. Ceux-ci sont temporairement stockés en un bouchon vaseux dans la Charente, sur 30 km de son cours (FRANCIS - BOEUF, 1949), de l'écluse de St-Savinien, qui sépare la Charente maritime de la Charente fluviale, à son débouché sur la mer entre Fouras et Port des Barques.

La baie d'Oléron est bordée du côté continent par les marais de Rochefort (Pertuis d'Antioche) et par les marais de Brouage (Bassin de Marennes-Oléron), vers la mer, par l'île d'Oléron, avec ses marais face au continent (Les Salines). Tous ces marais sont limités par des endiguements, comme dans les baies de Bourgneuf et de l'Aiguillon, et n'ont d'influence sur les eaux océaniques que par l'intermédiaire des étiers fermés par les portes-écluses.

A marée basse, de grandes vasières sont découvertes, aussi bien dans le Pertuis d'Antioche que dans le Bassin de Marennes-Oléron, sur le continent et sur l'île d'Oléron. Notre lieu d'observation est situé au sud de la Pointe de Piédemont, abrité de l'estuaire de la Charente par l'île Madame, et les hauts fonds rocheux des Palles, constituant la rive méridionale de l'estuaire de la Charente à marée basse. Nous sommes donc coupé des influences directes de la Charente, principalement en jusan, alors que le flot apporte des eaux saumâtres, à partir du Pertuis d'Antioche.

4.2. CADRE GÉOLOGIQUE

Le substratum de la baie d'Oléron, au sens large, est calcaire : d'âge jurassique (Séquanien - Rauracien - Kimmeridgien) au nord, (Cénomanien - Turonien - Senonien) au sud, la Charente délimitant ces deux ensembles sédimentaires.

L'orogénèse tertiaire a déformé les séries jurassiques et crétacées en une série de synclinaux et anticlinaux, accompagnés de cassures de direction sud-armoricaine (NW - SE). L'île d'Oléron correspond à la terminaison de l'anticlinal de Gémozac, en Saintonge ; le Pertuis d'Antioche est le prolongement vers le NW du synclinal de Saintes dont le flanc sud correspond à la Pointe de Piédemont, l'île Madame et l'affleurement rocheux des Palles (rive sud de l'Estuaire de la Charente).

La transgression flandrienne, là encore, a construit les marais de Rochefort et de Brouage : bri ou argile à Scrobicularia plana, Ostrea edulis etc ... (Carte géologique au 80.000e de La Rochelle).

La Charente coule donc dans des terrains calcaires, ses affluents rive nord dans le Jurassique, rive sud dans le Crétacé. Son débit varie de 300 m³/sec au cours des crues de printemps, à 10 m³/sec en période d'étiage (TESSON, 1973).

4.3. SÉDIMENTS

Les sédiments de la baie d'Oléron, principalement du bassin Marennes-Oléron, possèdent une fraction pélitique très importante, particulièrement entre le continent et l'axe du bassin (Coureau d'Oléron) où elle est supérieure à 50 %, et atteignant 90 % à proximité des côtes (BARUSSEAU, 1973 ; TESSON (1973). Vers l'île d'Oléron, les sédiments deviennent plus grossiers : sables moyens et grossiers ; mais la teneur en pélites reste comprise entre 10 et 30 %. Ces sédiments plus grossiers constitueraient un stock fossile, mis en place au cours de la régression préflandrienne.

Actuellement, il existe donc une sédimentation fine très active le long des côtes orientales, accompagnée seulement de faibles transits de sables fins au niveau du Pertuis d'Antioche et du

Coureau d'Oléron où s'accumulent des sablons provenant du plateau continental voisin (BARUSSEAU, 1973).

Le cortège argileux des vases de la baie d'Oléron est constitué d'illite, kaolinite, interstratifiés illite - montmorillonite ou complexes gonflants, traces de chlorites. Nos analyses sont donc en accord avec celles de FRIDMAN (1953).

Le "taux de sédimentation" de cette baie n'est pas connu avec exactitude. Cependant, nos observations hydrologiques et les conversations avec les ostréiculteurs travaillant dans la région de Port des Barques semblent indiquer un taux de sédimentation analogue à celui des baies de Bourgneuf et de l'Aiguillon (surtout au voisinage des parcs à huîtres).

Les lieux d'observations sont situés au sud de la pointe de Piédemont, et de son prolongement rocheux (l'île Madame et les Palles), en dehors de la zone d'influence directe de la Charente, au niveau moyen des marées (+ 3 m C.M.) (moyenne slikke).

5 -CONCLUSIONS et GÉOCHIMIE du SÉDIMENT

En résumé, sauf la baie de la Vilaine, les vasières étudiées sont en bordure de marais flamand. Elles subissent, de la part des rivières continentales, des influences plus ou moins prononcées :

- nulles en Vilaine, depuis la construction du Barrage d'Arzal (1970),
- peu élevées en baie de Bourgneuf,
- très fortes en baies de l'Aiguillon et d'Oléron.

Selon leur cadre géologique, les rivières apporteront des sels dissous, principalement de calcium, en quantité très différente :

- pratiquement pas de Ca^{++} pour la Vilaine, venant du Massif Armoricaïn,
- moyennement pour la baie de Bourgneuf,
- beaucoup pour les rivières de la Sèvre Niortaise et de la Charente, aux bassins jurassique et crétacé.

Les taux de sédimentation sont très élevés sur toutes les vasières littorales, sauf la baie de la Vilaine actuelle, en stagnation et même en voie d'érosion, depuis le barrage.

De plus, leur couverture sédimentaire au large est différente :

- vaseuse : baie de la Vilaine et Anse de l'Aiguillon
- sableuse : baie de Bourgneuf
- mixte : baie d'Oléron.

Mais elles ont toutes en commun, à des degrés divers, des slikkes très étendues, composées de sédiments très fins : de 70 à 99 % de particules inférieures à 44μ . La fraction argileuse est composée d'illite, kaolinite, montmorillonite (ou complexes gonflants, interstratifiés illite - montmorillonite) traces de chlorites. Les diffractogrammes des diverses fractions argileuses sont très voisins (fig. 7), semblant résulter d'une homogénéisation mécanique, et non chimique, par le milieu marin sur les vasières, où l'on rencontre les mêmes minéraux argileux, malgré des origines diverses. Si le cortège argileux est pratiquement semblable sur toutes les vasières, en est-il de même pour les autres constituants minéralogiques ?

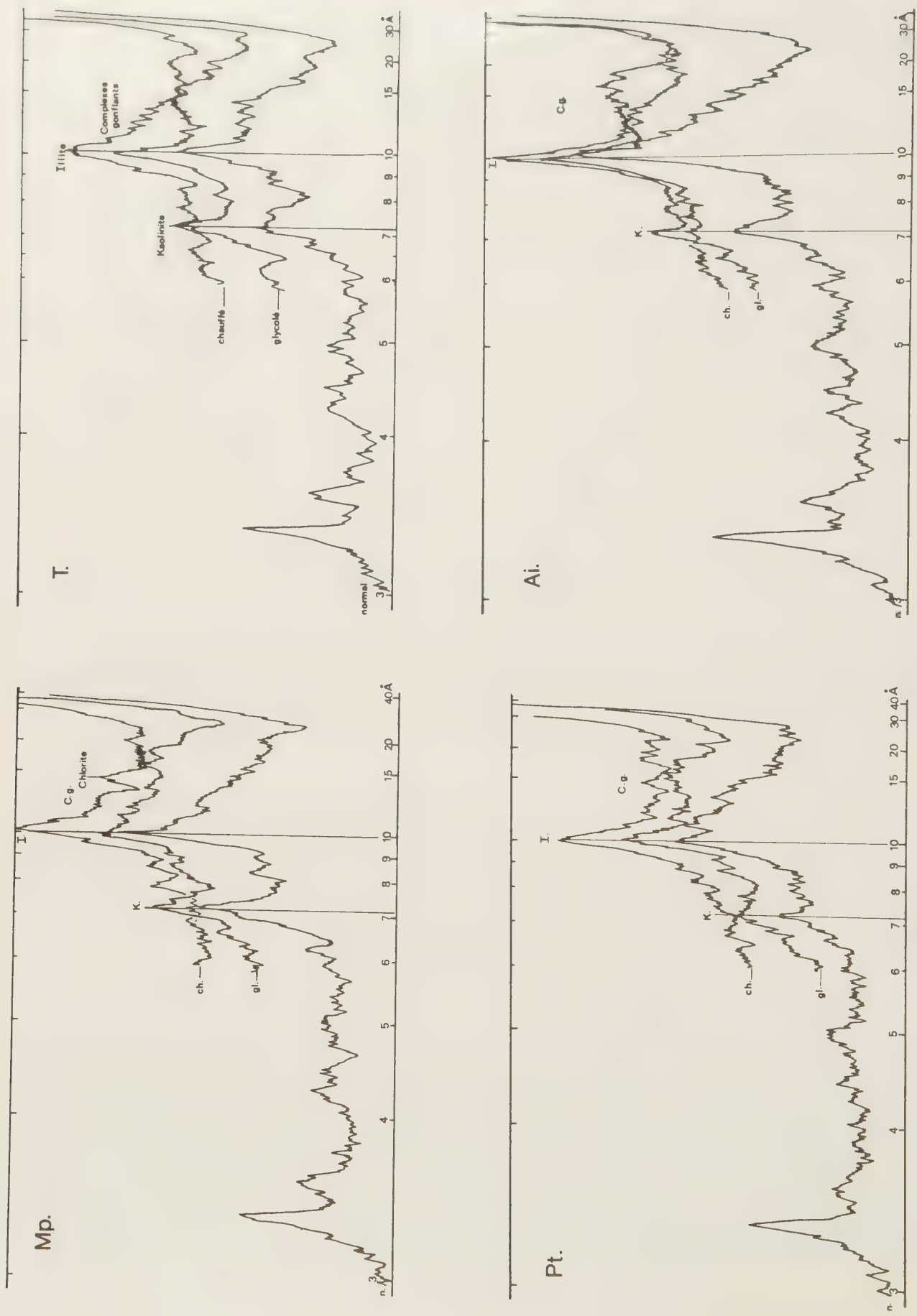


Fig. 7. — Diffractogrammes des minéraux argileux des quatre vasières.

Les analyses diffractométriques de la pellicule superficielle et des suspensions montrent toutes le cortège minéralogique suivant :

quartz - feldspaths - plagioclases
calcite
dolomie
minéraux argileux cités p. 8, 11, 14, 17.

Seule la dolomite présente des variations : en quantité égale à la calcite dans les baies de Bourgneuf et de l'Aiguillon, alors qu'elle est à l'état de traces dans les baies de la Vilaine et d'Oléron. Ces résultats sont conformes aux travaux de DEBYSER (1961) en ce qui concerne l'Anse de l'Aiguillon : la dolomie, d'origine détritique, proviendrait du "bri charentais", ce qui est confirmé par sa présence dans les suspensions.

GÉOCHIMIE des SÉDIMENTS

Nous considérerons successivement la teneur en carbonates, la matière organique : carbone, azote et rapport C/N, et une moyenne des rapports silice/alumine, fer total/alumine et CaO/MgO des analyses chimiques du sédiment superficiel, dont les particules ont un diamètre inférieur à 44 microns. Pour comparer les vasières entre elles, nous avons dressé le tableau suivant :

Tableau I

	CaCO ₃ %	C %	N %	C/ N	SiO ₂ / Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ / Al ₂ O ₃	CaO/ MgO
Baie de la Vilaine (Tréhiguier)	8 à 10%	1,45 à 1,70 %	0,27	5,4 à 6,4	6,0	0,39	1,72
Baie de Bourgneuf (Le Collet)	13 à 14 %	1,75	0,33	5,2	3,25	0,38	2,10
Anse de l'Aiguillon (Port du Pavé)	16 %	1,70	0,31	5,5	2,85	0,36	2,20
Baie d'Oléron (Pte de Piédemont)	14 à 16 %	1,5 à 2,0	0,28 à 0,34	5,2 à 6,1	3,30	0,36	2,50

Composition chimique des sédiments fins de la pellicule superficielle.

1 - LES CARBONATES

La baie de la Vilaine fait exception : 8 à 10 % du sédiment, alors que les autres baies ont de 13 à 16 %, soit des teneurs très voisines, et faibles pour des régions ostréicologues et mytilicoles.

2 - MATIÈRE ORGANIQUE

La teneur en carbone organique de la matière sèche varie de 1,45% à 2 %, soit des valeurs tout-à-fait comparables à celles trouvées par DEBYSER (1961), GOULEAU (1968), GROVEL (1970). L'azote organique est plus stable de 0,27 % à 0,34 %, donnant un rapport C/N de 5,2 à 6,4, variant peu, indiquant une matière organique analogue dans les quatre régions.

3-ÉLÉMENTS MINÉRAUX

Nous ne citerons que les rapports des principaux constituants chimiques.

Le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ traduit un enrichissement en quartz détritique pour la baie de la Vilaine et un appauvrissement pour l'Anse de l'Aiguillon, ce qui est en accord avec le contexte sédimentaire. Pour la Vilaine, en effet, la pellicule superficielle est enrichie en silts par lessivage des particules pélitiques, qui sont entraînées vers le large par le jusant, sans qu'il y ait d'apports nouveaux en éléments très fins (voir partie hydrologique, chapitre des turbidités, p.63).

Le rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$ est pratiquement constant : 0,39 à 0,36, confirmant l'homogénéité des 4 vasières pour leur cortège minéralogique.

Le rapport CaO/MgO est en accord avec les teneurs en carbonates et en dolomie ; il est d'autant plus élevé dans les régions où les carbonates sont en fortes proportions et où il n'y a pas de dolomie en quantité notable (baie d'Oléron). Dans la baie de la Vilaine, le faible rapport CaO/MgO peut s'expliquer par la présence de ferromagnésiens, non décelés dans les diffractogrammes, mais logiquement présents dans des sédiments bordant le Massif Armoricaïn, riche en biotite et glaucophane.

En résumé, les sédiments des diverses régions montrent une certaine diversité de détail de composition chimique; mais la matière organique et les carbonates sont en proportion voisine, indiquant une homogénéité d'ensemble des sédiments superficiels des vasières actuelles, malgré une origine différente.

Les sédiments ayant été définis, nous allons maintenant étudier les modalités de leur évolution et de celles des complexes eau-sédiment.

- 1° lors du recouvrement des vasières à marée haute (transport, sédimentation, érosion);
- 2° lors des émergences (variations des propriétés physiques et mécaniques d'une part, et des propriétés chimiques de l'eau interstitielle d'autre part).

■■■■■■■■■■

PREMIERE PARTIE

HYDROLOGIE

CHAPITRE I

LES MARÉES ET LEURS CONSÉQUENCES

1 - GÉNÉRALITÉS ET RAPPEL DE QUELQUES DÉFINITIONS

Bien souvent, les termes appliqués aux divers phénomènes se succédant au cours des marées sont employés dans un sens équivoque. Il nous semble donc nécessaire de rappeler quelques définitions élémentaires qui seront utilisées dans ce mémoire. Que les océanographes me pardonnent pour ces descriptions qu'ils connaissent bien et passent rapidement aux paragraphes suivants.

Les marées, mouvements oscillatoires verticaux du niveau de la mer, ont attiré l'attention des observateurs depuis l'antiquité ; ils pensaient que les astres du voisinage proche de la Terre pouvaient en être la cause. NEWTON, en 1687, fut le premier à rattacher ces oscillations verticales de la mer à l'attraction que la Lune et le Soleil exercent sur toutes particules situées à la surface de notre globe et en donna une théorie statique qui est la base des théories actuelles. Puis LAPLACE, en 1774, à l'aide de la mécanique des fluides, en donna une théorie dynamique. Enfin, THOMSON (Lord KELVIN), en 1867, apporta une dernière amélioration en décomposant le potentiel luni-solaire, responsable des marées, en termes rigoureusement périodiques aboutissant à la formule harmonique et à l'analyse harmonique : en chaque point du globe, la marée est la somme d'ondes composantes ou de marées partielles dont les principales sont, pour les marées semi-diurnes de nos régions ,

- l'onde lunaire semi-diurne moyenne M_2
- l'onde solaire semi-diurne moyenne S_2 (GOUGENHEIM - 1950).

1.1. ORIGINE DE LA MARÉE

Sur les côtes atlantiques françaises, entre la frontière espagnole (Le Boucau) et la Pointe de Penmarch (extrémité S W de la Bretagne), les marées sont engendrées par une onde-marée provenant de l'Océan Atlantique. La crête de cette onde-marée progresse parallèlement à la bordure est du Golfe de Gascogne (figure 8) et l'atteint à peu près à la même heure (Instructions Nautiques du Service Hydrographique de la Marine). La mer sera donc à sa hauteur maximum à pleine mer (étale de haute mer) sensiblement au même moment, ainsi qu'à son niveau minimum à basse mer (étale de basse mer). Il se succède deux marées hautes en 24 h 50 minutes (jour lunaire), la marée est dite semi-diurne. L'"établissement", ou décalage horaire entre le passage de la Lune au méridien du lieu considéré, et la marée haute conséquente, varie entre 3 h 25 et 3 h 46 sur toute la côte atlantique.

1.2. AMPLITUDE DE LA MARÉE OU MARNAGE

En un point donné, la différence entre l'altitude qu'atteint la marée haute et celle où descend la mer est appelée amplitude de la marée ou "marnage"; elle est variable d'un lieu et d'une marée à l'autre.

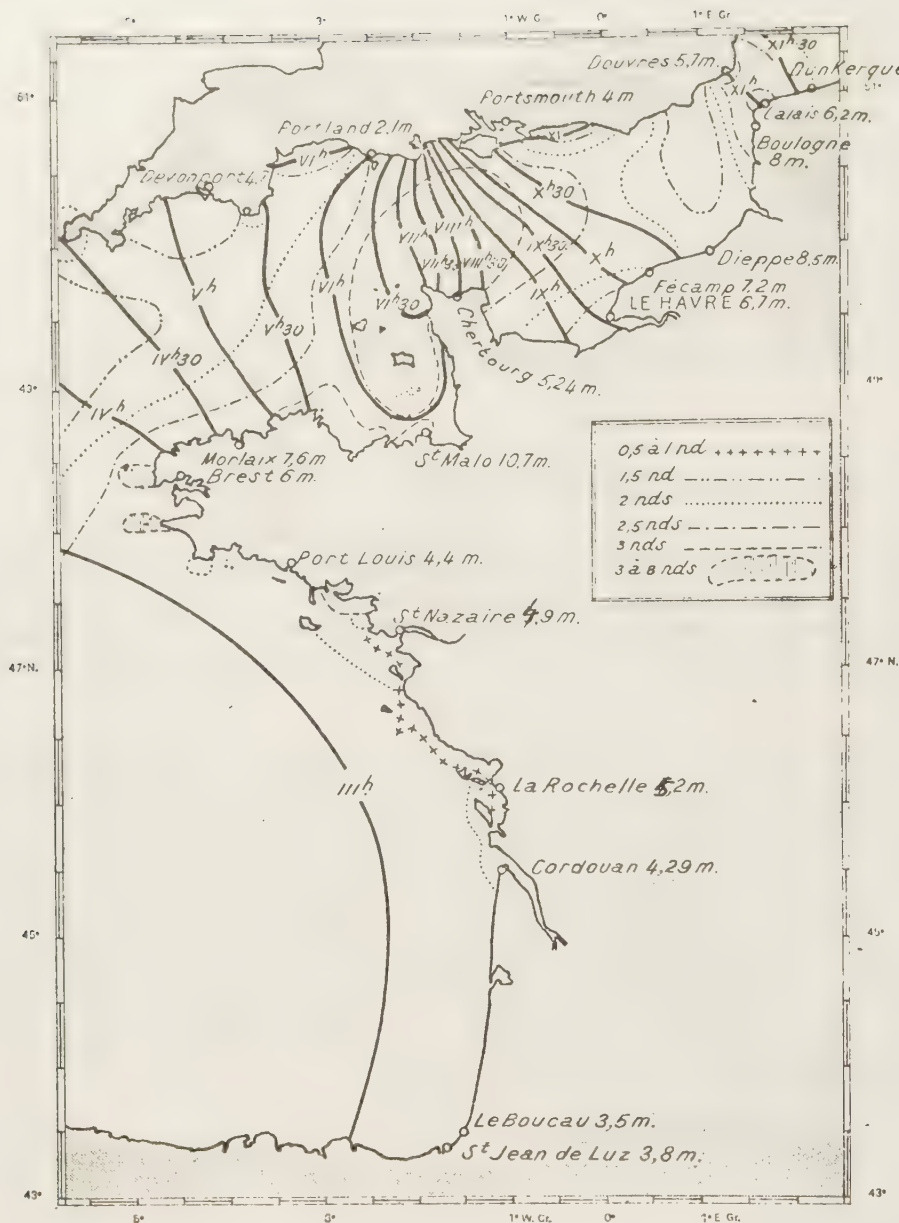


Fig. 8. — Marnages en vive-eau moyenne. Lignes cotidales et isotaches, reproduction de la planche 3 des Instructions Nautiques du S.H. Série C, Volume II.

1.2.1. VARIATIONS DU MARNAGE DUES à la TOPOGRAPHIE SOUS-MARINE

L'amplitude de l'onde-marée augmente lorsque la profondeur décroît. Dans le Golfe de Gascogne, le plateau continental, très large depuis le sud de la Bretagne jusqu'au Bassin d'Arcachon, devient ensuite plus étroit jusqu'à la frontière espagnole. Le marnage sera donc plus important sur les côtes sud-Bretagne (7,7 m) que sur les côtes landaises (4,5 m).

1.2.2. VARIATIONS du MARNAGE au COURS des DIFFÉRENTES MARÉES

Par suite de l'action variable des ondes lunaires solaires semi-diurnes moyennes, le marnage passe par deux maxima et deux minima en 29 jours 12 h 44 minutes (mois lunaire) :

Maxima en syzygies → marées de vives-eaux
correspondant aux Pleines et Nouvelles Lunes

Minima en quadrature → marées de mortes-eaux
correspondant aux Premiers et Derniers Quartiers de la Lune.

Au cours d'une année solaire, les vives-eaux seront plus fortes lors des périodes d'équinoxe et moins fortes lors des solstices ; les vives-eaux de conjonction (N.L.) seront plus fortes que les vives-eaux d'opposition (P.L.) pendant une période de l'année, et inversement pendant l'autre période.

Entre les mortes-eaux et les vives-eaux, le marnage croît : c'est la période de revif ; des vives-eaux aux mortes-eaux, la période de décroissance est le déchet.

Remarque . L'influence du soleil provoque une légère marée diurne, augmentant le marnage de 1 à 2 décimètres : d'Octobre à Mars, les P.M. du soir sont plus faibles que les P.M. du matin, et d'Avril à Septembre, les P.M. du soir sont plus fortes que les P.M. du matin.

1.3. COEFFICIENT DE MARÉE

D'un emploi courant, le "coefficient de marée" , C, est souvent mal connu. Il est défini à partir de la demi-amplitude, ou unité de hauteur U, de la plus forte marée de vive-eau survenant après une syzygie équinoxiale moyenne. LAPLACE a démontré que la hauteur d'une Pleine Mer au-dessus du niveau moyen était toujours égale à $C \times U$, où C, coefficient astronomique, est fonction des positions relatives de la Lune et du Soleil, de leurs actions combinées, et de la position de la Terre. A Brest, l'unité de hauteur est 3,21 et le quotient de U par un nombre choisi arbitrairement, égal à 3,21, donne un coefficient de 1, ou de 100 (en centièmes), pour une marée de vive-eau équinoxiale moyenne.

En fonction de ce coefficient, la marée est dite

de vive-eau ou de forts coefficients	{	vive-eau extraordinaire	120
		grande vive-eau	100 - 119
		vive-eau moyenne	95
		petite vive-eau	80 - 89
de marée moyenne		Marée moyenne	70
de morte-eau ou de faibles coefficients	{	grande morte-eau	50 - 59
		morte-eau moyenne	45
		petite morte-eau	21 - 39
		morte-eau extraordinaire	20

Nous pouvons donner les valeurs du marnage correspondant à divers coefficients de marée en plusieurs lieux de la région atlantique, et principalement pour les deux ports de référence , St-Nazaire et La Rochelle, dont dépendent nos lieux d'observation.

Tableau 2

Marnage en fonction des coefficients de marée sur la côte atlantique

Coef. Marée	Brest U = 3,21	St-Nazaire U = 2,62	La Rochelle U = 2,66	Le Boucau U = 1,87
120	7,7	6,3	6,4	4,5
100	6,4	5,2	5,3	3,7
95	6,1	5,0	5,1	3,5
70	4,5	3,7	3,7	2,6
45	2,9	2,4	2,4	1,7
40	2,5	2,1	2,1	1,5
20	1,3	1,0	1,1	0,7

Comme nous l'avons vu au § 1.2.1., il existe donc de grandes différences de marnage entre Brest et Le Boucau, dues à l'arrivée de l'onde-marée sur des fonds plus importants dans le sud du Golfe de Gascogne que dans le nord. Par contre, entre la Vilaine, St-Nazaire et La Rochelle, la marée possède à peu près les mêmes caractéristiques et les régions étudiées peuvent être considérées comme ayant un régime de marées analogue.

2 - DYNAMIQUE DE LA MARÉE (ou forme des courbes de marée)

Rappel de définition { La montée : mouvement positif du niveau de la mer différent du flot qui est un courant
La descente (ou baissée) : mouvement négatif du niveau de la mer différent du jusant qui est un courant.

Selon les cotes (C.M.) des lieux d'observation sur les vasières et selon leur situation par rapport à une rivière, les courbes de marées sont très différentes les unes des autres. On peut cependant déduire les généralités suivantes .

2.1. RAPPORT ENTRE MONTÉE ET DESCENTE

En général, montée et descente de la mer sont de durée inégale, quelle que soit la cote du lieu d'observation, c'est-à-dire que l'on soit sur la haute ou la basse slikke . Une seule exception : les vasières de Tréhiguier sur la Vilaine, où, par suite de la fermeture du barrage d'Arzal, en décembre 1970, la marée est symétrique.

Tableau 3

	Cote C.M.	Position
Trehiguier : T	+ 1,5 à + 1,6	Rivière mais débit nul.
Mouillepied : Mp	+ 1,5	Rivière mais débit pratiquement nul.
Aiguillon : Ai	+ 1,7	Rivière très importante.
Piedemont : Pt	+ 3,45	Pas de rivière

Cote marine des lieux d'observation

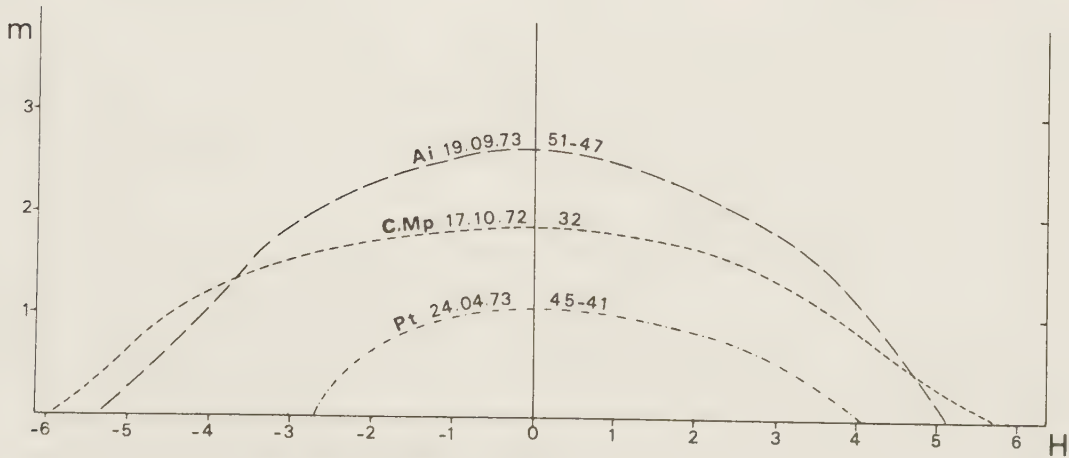
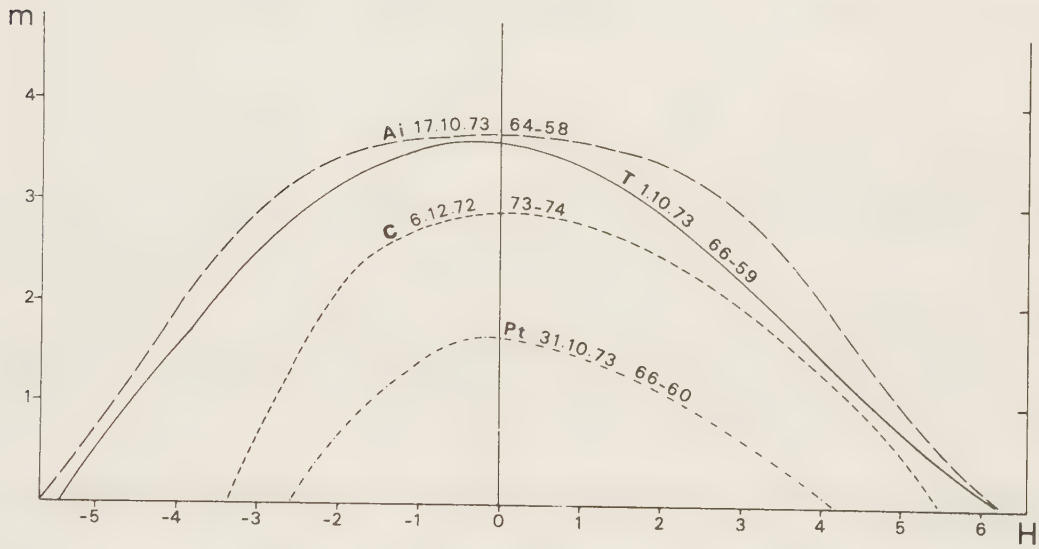
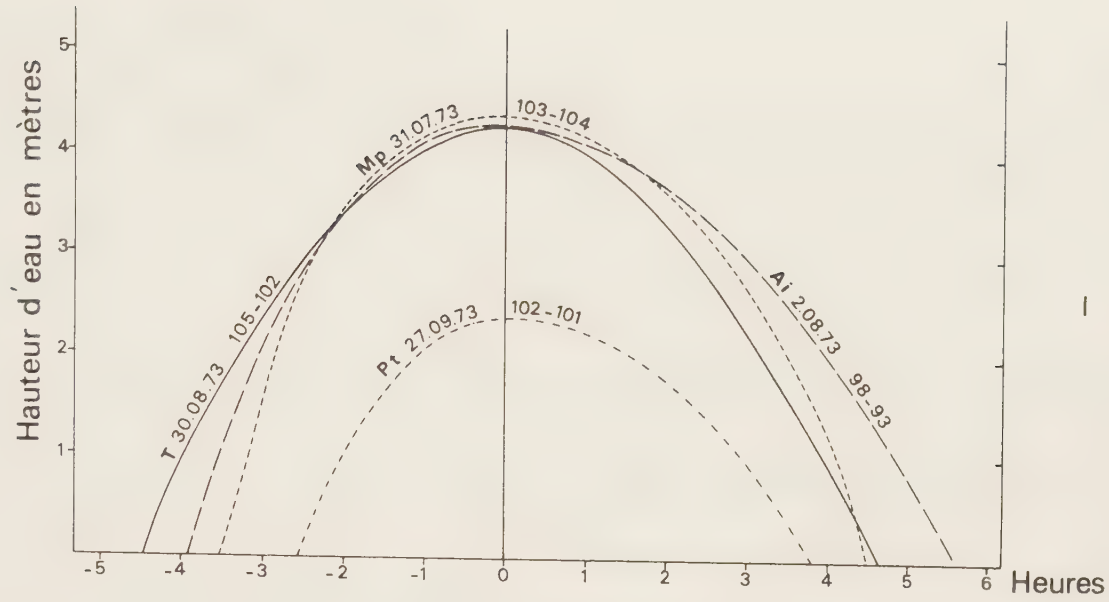


Fig. 9.— Courbes de marée observées pour les V.E., M.M. et M.E., dans chaque région.

2.1.1. EN PÉRIODE de VIVE-EAU (fig. 9^I)

Le rapport durée montée/durée descente est de 0,75 à Mouillepie, de 0,70 à l'Aiguillon et de 0,75 à Piedemont, soit en moyenne une montée inférieure d'un quart à la descente.

2.1.2. EN PÉRIODE de MARÉE MOYENNE (fig. 9^{II})

Mouillepie	→	0,60
Aiguillon	→	0,90
Piedemont	→	0,70

Le phénomène de montée écourtée subsiste, il s'accroît à Mouillepie et à Piedemont, diminue à l'Aiguillon.

2.1.3. EN PÉRIODE de MORTE-EAU (fig. 9^{III})

Mouillepie et Aiguillon	= 1
Piedemont	= 0,70

Montée et descente s'égalisent à Mouillepie et à l'Aiguillon, tandis qu'à Piedemont le rapport reste égal à celui de marées moyennes.

2.2. DÉCALAGE de la PLEINE-MER SUR les VASIÈRES par RAPPORT au RÉGIME GÉNÉRAL

La différence entre la durée de la montée et celle de la descente semblerait créer un décalage horaire entre l'établissement de la pleine mer sur les vasières littorales et les ports de référence voisins. Il n'en est rien : la pleine mer a bien lieu aux mêmes instants sur toute la côte à quelques minutes près. Entre les quatre régions étudiées, ce décalage horaire n'atteint jamais celui de l'établissement entre la Bretagne et le sud du Golfe de Gascogne (21 minutes). Il peut y avoir une légère avancée de la pleine mer lors des crues, principalement dans la Baie de l'Aiguillon, mais ce sont surtout les courants de surface qui changent : jusant malgré un niveau de la mer qui continue de monter.

2.3. PROBLÈMES RÉSULTANT DES DIFFÉRENCES DE DURÉES MONTÉE-DESCENTE ET PUISSANCE DE L'ONDE DE MARÉE.

Il y a une inégalité entre la durée de la montée et celle de la descente, d'environ un quart. Cette inégalité ne se traduit pas toujours par un décalage horaire de l'heure de la pleine mer par rapport au régime général de la marée, sous la poussée des eaux fluviales. En effet, à Piedemont, assez loin de la Charente, nous trouvons toujours une montée plus courte d'environ 25 % à la descente, à toutes les marées. La montée se fait donc plus rapidement, tandis que la descente peut se prolonger par les apports d'eau douce provenant des rivières.

L'explication de ce phénomène est à rechercher dans la morphologie des vasières et dans la dynamique de l'onde de marée elle-même : la mer remonte sur les vasières deux à trois heures après l'étale de basse-mer, au moment de la plus forte poussée océanique, alors que la descente s'amorce plus lentement après l'étale de pleine-mer et n'atteint une grande vitesse que deux heures après cet étale. De plus, la morphologie des vasières, en cul-de-sac, renforce ce phénomène.

Ceci est très important, car les courants accompagnant ces oscillations du niveau de la mer prendront les caractéristiques de la marée, à savoir un flot plus puissant lors de la montée rapide, et un jusant d'abord lent, puis rapide lors de la descente, renforcé éventuellement par la décharge des rivières lors des crues.

3 - COURANTS DE MARÉE

Les variations du niveau de la mer s'accompagnent de mouvements de masses d'eau qui engendrent les courants de marée. Ceux-ci sont fortement perturbés par les conditions météorologiques (vents, houles ...) et par les apports fluviaux. Il est possible de chiffrer, et même de prévoir à plus ou moins long terme, ces influences sur le régime général des courants dans un ensemble estuaire - littoral avoisinant, comme l'a si bien montré GROVEL pour la Rade de Lorient (1970). Ne disposant pas de mesures de courants précises et surtout suffisamment nombreuses dans les régions étudiées, nous nous bornerons à décrire les courants de surface qui affectent les vasières littorales.

Un rappel de quelques définitions est nécessaire avant de passer à la description des courants de chaque région.

— En théorie, au large, les courants de marée sont giratoires et les renverses de courant ne coïncident pas avec les étales de pleine mer et de basse-mer ; on a la succession suivante :

- étale de pleine-mer → flot maximum,
- mi-descente → renverse de flot,
- étale de basse mer → jusant maximum,
- mi-montée → renverse de jusant ;

l'onde de marée est dite progressive .

— à proximité du littoral, dans les baies fermées ou soumises à d'importants apports fluviaux, les courants sont alternatifs et les renverses tendent à coïncider avec les étales de marée ; le flot accompagne la montée, s'annule à pleine mer ; le jusant accompagne la descente et s'annule à basse mer ; l'onde de marée devient stationnaire, cas idéal que l'on rencontre dans les détroits ou dans les estuaires.

En réalité, les régions étudiées marquent une prédominance du régime stationnaire avec quelques caractères d'onde progressive, variant d'une vasière à l'autre. Aussi, contrairement à la description des marées, nous devons traiter séparément du régime de courants de chaque site observé.

3.1. BAIE de la VILAINE

(voir figures en annexe et tableau des caractéristiques des courants). (Tableau 4).

Sur la rive droite de la Vilaine, en aval du barrage d'Arzal, les courants sont alternatifs, le flot porte à l'est, le jusant à l'ouest, suivant l'orientation de l'estuaire. En l'absence d'influences fluviales (fermeture des vannes du barrage), les vitesses sont faibles : 0,5 nœud au maximum, en flot comme en jusant. Cependant, au début du flot et à la fin du jusant, les vitesses peuvent atteindre 1,5 nœud (1.10.73 début du flot), surtout dans le chenal lui-même. Il ne semble pas y avoir de relation directe entre la vitesse du courant et le coefficient de marée : flot de 0,5 n pour une marée de 103 (6.03.73) comme pour une marée de 78 (26.11.73).

Les renverses de courant en surface, principalement celle de flot, ne coïncident pas avec les étales ; elles sont plus avancées et retardées, par rapport aux étales de pleine mer et de basse mer, lorsque l'ouverture des vannes du barrage d'Arzal permet l'écoulement des eaux douces, ce qui redonne à l'estuaire de la Vilaine son régime hydrodynamique d'autrefois. Il peut même arriver que le flot en surface soit écourté des 3/4 de sa durée (17.7.73) par une ouverture des vannes à la fin du jusant, alors qu'au niveau du fond, il semblerait se poursuivre plus longtemps (gradient positif de salinité se continuant après l'étale de pleine mer).

ESTUAIRE de la VILAINE

Tableau 4 — Courants de surface

Date	Coef.	Courant maximum		Vannage	Rapport durée flot/ durée jusant
		flot en nœud	jusant en nœud		
6.3.73	103	0,5	2,0	Oui au jusant	3 h 30/ 5 h
19.4.73	85	0,5	0,5	Non	5 h 45/ 6 h 30
17.7.73	79	0,2	1,5	Oui à basse mer	1 h 30/ 10 h
30.8.73	105	0,2	1,0	Oui au jusant	3 h 30/ 5 h 30
1.10.73	66	1,5	1,5	Non	4 h/ 6 h
29.10.73	75	0,2	0,5	Non	2 h/ 8 h
26.11.73	78	0,5	1,5	Oui à l'étale de P.M.	3 h 30/ 6 h 30

En résumé, les courants, dans cette portion de la baie de la Vilaine, sont peu violents en régime normal, très perturbés par les vannages du barrage d'Arzal qui écourtent la durée du flot, tout au moins en surface, au profit d'un jusant plus puissant. Il y a donc prédominance du jusant sur le flot.

3.2. BAIE de BOURGNEUF : LE COLLET – MOUILLEPIED

Dans la région du Collet, que nous avons étudiée, il convient de rappeler que cette zone correspond à l'extrémité orientale de la Baie de Bourgneuf, véritable "cul-de-sac" plus ou moins séparé de la baie elle-même par de nombreux parcs à huîtres et bouchots à moules. Elle est isolée du régime général de la baie qui, par sa large ouverture au nord-ouest, peut recevoir toutes les influences océaniques, alors qu'au sud, dans le Goulet de Fromentine, resserré depuis la construction du pont de Noirmoutier, il règne une circulation quasi-estuarienne, accentuée par le haut-fond du Gois qui divise la baie en deux zones hydrodynamiques différentes (voir fig.10) (GOULEAU, 1968). Par ailleurs, la rade du Collet communique avec le Marais Breton par l'intermédiaire d'une écluse, fermant vers l'amont du port du Collet et pouvant modifier les courants marins.

3.2.1. DANS le PORT du COLLET et ses ABORDS

(Stations C et C.Mp du tableau et des figures en annexe).

Les courants sont alternatifs, le flot porte à l'est, le jusant à l'ouest. Les vitesses du flot sont de l'ordre de 1 nœud par coefficient 90 et plus, de 0,5 n pour les marées de 70. En absence de toutes modifications extérieures, le flot est plus rapide que le jusant, d'environ 1/3 pour les divers coefficients de marée.

L'ouverture normale de l'écluse augmente les vitesses de 50 à 200 % (le 15.10.73), que ce soit au flot (appel d'eau pour remplir le marais) ou au jusant (déferlement des eaux accumulées dans l'arrière-pays).

Tableau 5 — CARACTERISTIQUES DES COURANTS (Baie de Bourgneuf)

Stations	Coef.	Allure	Courant maximum en nœuds		Durée flot en h	Durée jusant en h	Remarques
			Flot max	Jusant max			
Mp.7.9.71	105	↻	1	1 pas totalement mesuré	4	8	/
Mp.7.10.71	107	↻	1	1,0	4	8	jus. 2n dans chenal q ^t slikke découvert
Mp.22.12.71	75	↻	0,6	0,5	4	8	jus. 1,5 n } chenal flot 1,1 n }
Mp.28.7.72	90	↻	0,7	non mesuré	4	8	/
Mp.11.8.72	95	↻	0,8	0,6	4	8	/
Mp.23.8.72	70	↻	non mesuré	non mesuré	/	/	4 n jus. chenal par chasse
Mp.13.9.72	65	↻	0,7	0,4	4	8	jus. 1,15 n } chenal flot 1 n }
CMp.17.10.72	34	↔	0,2	0,2	5	7	jus. 1,5 à 1 n chenal
C.6.12.72	73	↔	0,3	0,3	5	7	écluse fermée
C.20.2.73	99	↔	0,3	3	5	7	Ecluse ouverte en jus. fermée en flot
C.4.4.73	106	↔	2	0,5	5	7	Ecluse ouverte en flot chasse fin jus. 2 n
Mp.4.6.73	91	↻	1	0,5	4	8	chasse fin jus. 2 n
Mp.3.7.73	95	↻	1	0,5	4	8	jus. 1,5 n chenal flot 1,5 n chenal chasse fin jus. 3 n
Mp.31.7.73	103	↻	1	1,0	4	8	jus 2,5 n chenal flot 2 n chenal
CMp.17.9.73	78	↔	1	0,7	4	8	jus. 1 n chenal flot 2 n chenal
C.15.10.73	90	↔	1,5 à 3	2,0 à 3	5	7	Ecluse ouverte en jussant et flot
C.12.11.73	99	↔	2	3	5	7	Ecluse ouverte en jusant et flot

C = Collet à la côte

Mp = Balise de Mouillepieu - à 2,500 m de la côte

↻ courants giratoires
↔ courants alternatifs



Fig. 10.— Courants généraux dans la baie de Bourgneuf 1 heure avant la pleine mer.

3.2.1.2. Rapport des durées flot/jusant en fonction des étales

La renverse jusant-flot se produit 2 heures et demie après l'heure théorique de l'étales de basse-mer au large, et très rapidement, en quelques minutes. C'est à ce moment que l'on trouve le maximum du flot, qui se maintient environ une à deux heures sous la poussée des eaux du large. Le flot s'affaiblit progressivement et se continue après l'étales de pleine mer pendant une heure. Le flot dure en moyenne 5 heures.

Le jusant, d'abord très lent, ne s'accélère qu'en fin de marée descendante, lorsque l'épaisseur de la tranche d'eau devient inférieure à un mètre. Il se prolonge deux heures et demie après l'heure de l'étales de basse-mer au large, et dure 7 heures environ. Lorsque l'écluse est ouverte, le jusant s'accélère dès que la hauteur d'eau descend au-dessous de deux mètres (15.10.73 et 12.11.73).

Il y a donc, dans les conditions naturelles, une durée inégale du flot (5 heures) et du jusant (7 heures).

3.2.2. AU LARGE (balise de Mouillepied → stations Mp).

3.2.2.1. Direction et vitesse des courants

Les courants sont légèrement giratoires, reste d'une onde de marée progressive : le flot porte à l'E, puis tourne à l'ESE ; le jusant porte à l'W, puis à l'WNW. Ils suivent la configuration des côtes orientées NW-SE et NE-SW bordant la rade du Collet. Il existe donc un large tourbillon dans cette zone, tourbillon accentué par la présence des parcs à huîtres et des bouchots à moules qui ferment cette "rade" vers la mer ouverte.

Les courants sont moins violents que dans le port du Collet ou à proximité des côtes : 1 nœud par coefficient 100, moins de 0,8 n pour des coefficients moyens. Les vitesses maximum se situant dans le chenal au début du flot et en fin de jusant lorsque les slikkes sont encore émergées, le jusant prédomine sur le flot. Au contraire, lorsque les vasières sont recouvertes, le flot, sous l'effet de la poussée océanique, devient plus rapide que le jusant car, ainsi que nous l'avons vu lors de l'étude des marées, la mer arrive sur les slikkes 2 heures et demie après l'étales de basse-mer, c'est-à-dire au moment où la vitesse est la plus grande (voir les stations 7.10.71 et 4.6.73, par exemple).

L'influence des portes-écluses ne se fait pas sentir au large, si ce n'est lors des chasses dans le chenal en fin de marée descendante.

3.2.2.2. Rapport des durées flot/jusant en fonction des étales

Là aussi, la renverse jusant-flot est très rapide dans le chenal et se fait en quelques minutes. Elle intervient deux heures après l'heure de l'étales de basse-mer, au large. Par contre, le flot reste longtemps rapide et ne s'annule qu'à l'heure théorique de l'étales de pleine-mer. Aussi, la durée du flot et du jusant est, respectivement, 4 et 8 heures.

3.2.3. CONCLUSIONS sur les COURANTS DANS la RADE du COLLET

A la côte, et dans le port du Collet, en absence de toute intervention humaine (ouverture des écluses), le flot a une durée plus courte que celle du jusant (5 h/7 h). Au large, à la balise de Mouillepied, le flot est encore plus court (4 heures, contre 8 heures au jusant). Les volumes d'eau déplacés au cours de la montée et de la descente de la mer au cours d'une marée sont égaux ; il s'ensuit donc que le flot écourté sera globalement plus puissant que le jusant. De plus, la topographie des vasières modifie encore l'action des courants :

- le jusant s'établit lentement au fur et à mesure du découverture des slikkes ; il se concentre dans les chenaux à la fin de la baissée, lorsqu'émergent les vasières ;
- le flot n'intervient que 2 h à 2 h 30 après l'heure de l'étale de basse-mer ; il arrive d'abord dans le chenal, puis sur les vasières avec des vitesses maximales qu'il maintient longtemps sous l'influence de la poussée océanique. Il aura donc une puissance maximum pour éroder et remettre en suspension les sédiments, principalement ceux des très basses slikkes, soumis à une brève émergence, et pourra repousser les eaux très chargées de sédiments vers la côte.

Par contre, la lente progressivité de l'établissement du jusant permettra aux eaux turbides de se décanter sur les hautes slikkes. Lorsque le jusant s'accélère, les vasières sont déjà découvertes et ne sont plus soumises à l'action des eaux, mais à l'insolation et aux conditions atmosphériques (vent, pluies...), d'où engraissement des hautes slikkes à chaque cycle de marée.

3.3. BAIE de l'AIGUILLON

La baie de l'Aiguillon reçoit plusieurs rivières, dont la principale, la Sèvre Niortaise, orientée NNE - SSN, coule entre deux slikkes dès que la mer descend au-dessous de la cote + 4 m (C.M.), c'est-à-dire pendant 6 à 7 heures à chaque cycle de marée. Les autres petites rivières, appelées Chenal de Luçon, Chenal Vieux et Chenal de la Raque qui drainent le marais de Luçon, se jettent dans la partie aval de l'estuaire de la Sèvre Niortaise et n'ont qu'un rôle très secondaire. Le Lay, isolé de la baie par la pointe de l'Aiguillon, s'écoule vers le large et ne semble pas avoir d'influence directe sur l'Anse elle-même.

3.3.1. Au CENTRE de la BAIE

Sur les basses slikkes, altitude + 1 m (C.M.), en dehors de la zone d'influence de la Sèvre Niortaise, les courants sont faibles (0,5 nœud au maximum), alternatifs lorsque l'épaisseur de l'eau est faible, giratoires à haute-mer.

En bordure de la Sèvre Niortaise (25.07.72), par coefficient 70, les courants mesurés sont faibles (1 nœud en flot, 0,8 en jusant). Ils sont alternatifs et en direction du chenal principal (NNE - SSW) lorsque les vasières sont découvertes. A marée haute, les courants deviennent légèrement giratoires dans le sens des aiguilles d'une montre et s'orientent au SE, soit une direction de jusant (vers le large) malgré la progression du mouvement ascendant de la mer. Il y a donc une diffraction du flot sur la côte qui le fait tourner en provoquant un jusant "précoce".

3.3.2. En BORDURE de la BAIE et à PROXIMITÉ de la SEVRE NIORTAISE

3.3.2.1. Direction et vitesse des courants

Les courants sont alternatifs, dirigés NNE pour le flot, et SSW pour le jusant. Ici, par suite des apports fluviaux, quel que soit le coefficient de marée, le jusant est toujours plus fort que le flot : 2,5 à 3 nœuds contre 1 à 2 nœuds (7 stations sur 9). Les courants les plus violents correspondent aux plus fortes marées : 3 nœuds par coefficient 98 (2.8.73), en début de flot sous la poussée océanique, ou bien aux périodes de crues de la Sèvre, en jusant (2,5 nœuds, le 23.11.72). Le vent accélère les courants de flot : le 5.7.73 : 1,5 à 2 nœuds en flot pour un jusant de 1,5 nœud, alors qu'un vent de SW, de force 6 à 7 (échelle Beauport) s'était levé au moment de la renverse de jusant, à basse-mer.

Tableau 6
COURANTS DANS LA BAIE DE L'AIGUILLON

Stations	Coef.	Allure	Flot maximum en nœud	Jusant maximum en nœud	Durée flot	Durée jusant
25.07.72	70	↻	1	0,8	6 h 30	6 h 30
23.11.72	94	↗↘	0,5	2,5	4 h 30	7 h 30
22.2.73	75	↗↘	1,5	2,0	4 h	8 h
6.4.73	97	↗↘	2	2,5	4 h 30	7 h 30
6.6.73	70	↗↘	0,1	1	4 h 30	7 h 30
5.7.73	82	↗↘	2,5	1,5	/	/
2.8.73	98	↗↘	3	2	4 h 30	7 h 30
19.9.73	50	↗↘	1	1,5	4 h 30	7 h 30
17.10.73	60	↗↘	1	2,5	5 h	7 h
14.11.73	80	↗↘	2,5	2,5	5 h	7 h

↻ Courants giratoires

↗↘ Courants alternatifs

3.3.2.2. Rapport durée flot/jusant en fonction des étales

La renverse de flot coïncide avec l'heure de l'étales de pleine-mer, et l'établissement du jusant est rapide, surtout lors des crues fluviales (23.11.72 et 22.2.73). La renverse de jusant est brutale et intervient deux heures après l'heure de l'étales de basse-mer au large. Il y a donc, dans la Sèvre Niortaise 4 h à 4 h 30 de flot, contre 7 h 30 à 8 heures de jusant.

3.3.3. CONCLUSION

Dans la baie de l'Aiguillon, et au niveau de la Sèvre Niortaise, le jusant est plus rapide que le flot ; les renverses de flot coïncident avec l'heure de l'étales de pleine-mer, tandis que celles de jusant sont retardées du laps de temps nécessaire à la mer pour revenir du large à la côte. La prolongation du jusant intervient également dans le chenal qui reçoit les eaux fluviales et les eaux de ruissellement des slikkes. Dans la baie de l'Aiguillon, comme pour la rade du Collet, le flot permettra une légère érosion des basses slikkes, un transport et une décantation sur les hautes vasières qui ne sont pas soumises à la décharge de la rivière.

3.4. BAIE d'OLÉRON : PIÉDEMONT

Le lieu d'observation a été choisi dans un endroit abrité et isolé de l'estuaire de la Charente par la pointe de Piédemont et son prolongement, l'île Madame. De plus, il est séparé de la baie d'Oléron elle-même par de nombreux parcs à huîtres qui s'étendent sur les roches de l'Estrée et celles des Longées du Nord et du Sud, entre la côte, dirigée WNW - ESE au sud de

la Pointe de Piédemont, et la partie nord du Courreaud d'Oléron. Les courants ne semblent donc pas être influencés directement par les eaux de la Charente et le système de circulation de la baie d'Oléron décrit par A. KLINGEBIEL et al. (1971).

3.4.1. DIRECTION et VITESSE

Les courants sont alternatifs, de direction parallèle à la côte : le flot porte à l'E S E, le jusant au W N W. En dehors de toute influence atmosphérique, le flot est plus rapide que le jusant, principalement en période de vive-eau : 0,5 contre 0,3 nœud, alors qu'en morte-eau les courants sont faibles (0,1 à 0,2 nœud). Ainsi, près de la côte, les courants sont lents, et perturbés par les vents ; ceux de secteur ouest renforcent le flot, tandis que les vents d'est accélèrent le jusant. Ces influences sont prépondérantes lors des faibles coefficients de marées où les courants sont très réduits ; le 31.10.73, par marée de 60, le flot n'est que de 0,1 nœud alors que le jusant, renforcé par un vent d'est de 8 nœuds, devient le double du flot (0,2 nœud).

Aux faibles courants de marée se superposent les courants engendrés par la houle, qui, amortie, pénètre dans le nord de la baie. Il est très difficile de les mesurer, mais ils provoquent néanmoins des tourbillons d'eau chargée de sédiments qui peu à peu sont rejetés à la côte. De plus, l'agitation par la houle sur des fonds très faibles, empêche ou retarde la décantation des eaux turbides.

Tableau 7
COURANTS A PIÉDEMONT

Stations	Coeff.	Allure	Flot max. en nœud	Jusant max. en nœud	Durée flot	Durée jusant
8.8.72	79.84	↗↖	1,0	1,2	/	/
22.09.72	89.96	↗↖	1,2	0,5	4 h	3 h 30
12.12.72	58.56	↗↖	0,7	0,5	2 h 30	3 h 30
8.3.73	103.100	↗↖	0,4	0,2	3 h 00	3 h 00
24.4.73	45.41	↗↖	0,1	0,05	3 h 00	3 h 00
21.6.73	64.62	↗↖	0,1	0,2	3 h 00	3 h 00
19.7.73	79.78	↗↖	0,3	0,3	2 h 45	3 h 15
28.8.73	95.100	↗↖	0,2	0,5	2 h 30	3 h 30
27.9.73	102.101	↗↖	0,5	0,5	2 h 45	3 h 15
31.10.73	66.60	↗↖	0,1	0,2	2 h 30	3 h 30
29.11.73	62.59	↗↖	0,1	0,1	2 h 30	3 h 30

3.4.2. RAPPORT DURÉE FLOT/JUSANT en FONCTION de l'ÉTALE de PLEINE-MER

Le rapport durée du flot / durée du jasant est favorable au jasant. La renverse a lieu lentement, à l'heure de l'étalement de pleine-mer. Le jasant est plus long, 3 h 30, que le flot, 2 h 30 du fait de la dissymétrie des courbes de marée, principalement en morte-eau et marée moyenne.

3.4.3. CONCLUSIONS

Les courants de marées, dans la région étudiée de la baie d'Oléron sont donc très faibles ; c'est une onde de marée très amortie qui arrive tardivement (3 heures après l'heure de basse-mer) sur la slikke située à 3,45 mètres (C.M.). Le flot est plus court et plus rapide que le jasant ; il transporte les sédiments arrachés par les courants du large plus violents et les repousse vers la côte où ils peuvent se décanter, car la renverse est lente et le jasant faible.

3.5. CONCLUSION sur l'ÉTUDE des COURANTS

Sur les quatre vasières que nous avons étudiées, les courants de marée ont des vitesses moyennes de 1 à 2 nœuds. En valeur absolue, le jasant est plus rapide que le flot, surtout en présence d'eau douce, et a une durée plus longue que le flot puisqu'il se prolonge après l'étalement de basse-mer dans les rivières et les chenaux. Cependant, la renverse de jasant, à basse mer, se produit très rapidement, en quelques minutes, et le flot atteint tout de suite une grande vitesse qui se maintient longtemps, d'abord dans les chenaux, puis sur les slikkes. Le flot a donc une forte puissance érosive, et peut arracher les sédiments peu consolidés des bas niveaux de la vasière, puis les transporter vers l'amont. Par contre, la renverse du courant à pleine mer se fait lentement, soit à l'heure de l'étalement de P.M., soit légèrement après. La décantation des sédiments peut alors se développer au cours de l'établissement progressif du jasant. L'eau se retire lentement des vasières en y abandonnant une très grande part de sa charge, et n'atteint sa vitesse maximum que dans le chenal, une fois les slikkes émergées, donc à l'abri de l'érosion mais soumises aux conditions atmosphériques. Le jasant se maintient après l'étalement de basse-mer, principalement par la décharge des rivières et accessoirement par les eaux de ruissellement et d'exsudation des slikkes dont la nappe phréatique s'abaisse.

Il en résulte un flot court mais puissant, remontant des chenaux vers les hautes slikkes et même les schorres, lors des marées de vives-eaux, en arrachant les sédiments des bas niveaux pour les repousser vers le haut des vasières. Par contre, le jasant s'établissant lentement, permet la décantation des eaux turbides sur les parties hautes d'où la mer se retire très lentement. Il se poursuit dans les chenaux et les rivières avec une vitesse maximale, ce qui permet l'entretien des profondeurs des lits, mais n'agit plus alors sur les slikkes, malgré une durée plus longue que celle du flot. C'est pourquoi la sédimentation se fait au niveau des hautes mers, dans les zones élevées soumises aux émergences les plus longues.

4 - ÉTUDE STATISTIQUE de la RÉPARTITION des MARÉES et des ÉMERSIONS

Nous venons d'étudier le rôle des courants de marée sur la dynamique des sédiments dans les vasières littorales. Nous avons évoqué les émergences, principalement sur les hautes slikkes, pour un piégeage des sédiments fins abandonnés par le lent retrait de la mer au début du jasant. Il convient maintenant de décrire la durée et l'ampleur des émergences par une étude statistique des coefficients de marée, au cours de diverses périodes.

4.1. GLOBALEMENT sur de LONGUES PÉRIODES

A. GOUGENHEIM (1956) a établi une courbe de fréquence des coefficients de marée sur deux cycles de 19 ans, afin d'éliminer les diverses actions lunaires et solaires sur la répartition an-

nuelle des marées (cycle de SAROS : les marées se retrouvent à la même heure, par rapport au passage de la Lune au méridien considéré, avec la même amplitude, tous les 18 ans 11 jours). (fig. 11).

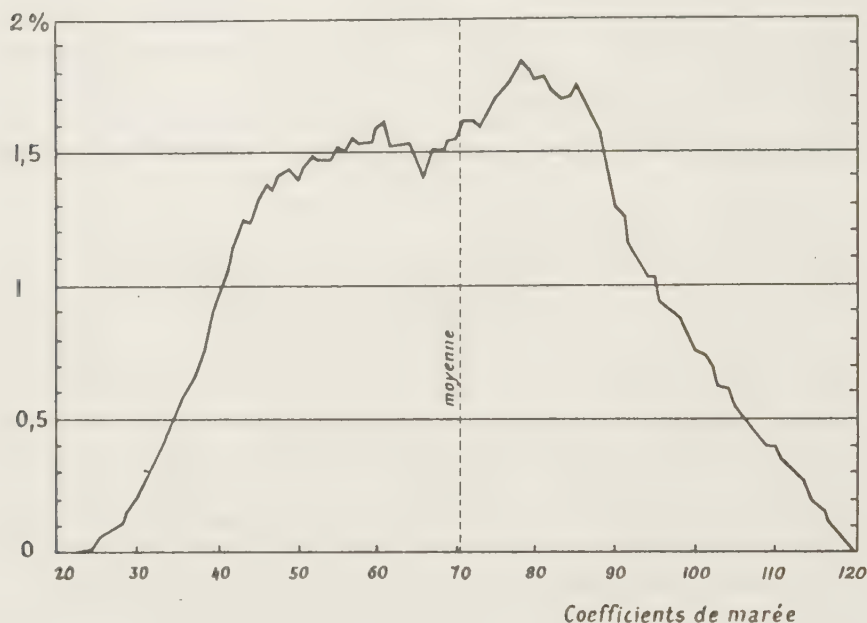


Fig. 11.— Courbe de fréquence des coefficients de marée, d'après A. GOUGENHEIM (1956, p. 167).

Pour chaque coefficient de rang n , on a représenté la moyenne mobile des cinq coefficients de rang $n - 2$, $n - 1$, n , $n + 1$, $n + 2$ (in VERGER, 1968).

Cette courbe présente deux modes inégaux, le plus important vers 79, le plus faible vers 61, différents de la moyenne des coefficients observés (70,3). De plus, la courbe est dissymétrique par rapport au coefficient 70 : étalée entre 50 et 70, resserrée entre 70 et 90 ; elle indique que les coefficients compris entre 70 et 90 sont les plus fréquents (33 % pour un intervalle de coefficient représentant seulement 20 % de la population, contre 30 % pour la classe des coefficients 50 à 70). Cependant, la répartition globale montre que les coefficients supérieurs et inférieurs à 70 sont en nombre égal, et fait ressortir que les marées inférieures à 50 sont plus nombreuses que celles supérieures à 90, bien qu'aux coefficients extrêmes les marées égales ou supérieures à 115 soient beaucoup plus nombreuses que les marées inférieures ou égales à 25 (par exemple de 1966 à 1973, nous rencontrons une marée inférieure à 25, contre 24 supérieures à 115).

4.2. Sur des PÉRIODES PLUS COURTES (ANNÉE)

Le graphique de A. GOUGENHEIM ne traduit pas les variations des fréquences des marées selon les années, ni au cours d'une année. Toutefois, selon cet auteur

— au cours des 18 années d'un cycle de Saros, selon l'inclinaison de l'orbite lunaire sur l'équateur terrestre, les marées égales ou supérieures à 80 varient de 30 à 40 %,

- au cours d'une année, selon la déclinaison du soleil, les marées extrêmes sont plus fréquentes aux équinoxes (mars et septembre), les marées moyennes plus fréquentes aux solstices (juin et décembre).

4.3. AU COURS D'UNE JOURNÉE

La succession pleine-mer/basse-mer se fait toutes les 12 h 25 minutes ; chaque jour solaire, le retard entre deux cycles de marée, 50 minutes, déplace les étales de P.M et B.M qui se retrouvent tous les 29 jours 12 heures 44 minutes (mois lunaire) à une même position horaire moyenne par rapport à l'heure du soleil situé à son point culminant. Ceci entraîne donc une périodicité des coefficients de marées au cours de la journée.

Comme nous étudions les vasières à basse-mer et que les variations physico-chimiques intervenant dans la pellicule superficielle des sédiments sont les plus grandes lors des fortes insulations, il est nécessaire de faire l'étude statistique de la répartition des marées basses en fonction des heures de la journée.

4.3.1. FRÉQUENCE GLOBALE DES COEFFICIENTS

Pour chacun des secteurs temporels définis comme suit : 12 fractions de deux heures regroupées 2 à 2 (jour et nuit), de manière à encadrer l'heure où le soleil est à son point culminant (12 heures T.U dans nos régions), nous avons calculé la fréquence des marées basses se présentant dans ces secteurs. Pour les calculs on a utilisé le coefficient de la marée haute précédant ces marées basses.

Tableau 8

Fréquences des marées basses en fonction des heures de la journée.

Jour	7 - 9	9 - 11	11 - 13	13 - 15	15 - 17	17 - 19
Nuit	19 - 21	21 - 23	23 - 1	1 - 3	3 - 5	5 - 7
St-Nazaire sur 8 ans	14,99	19,28	23,25	18,22	12,27	11,99
Stations 1973	15,50	21,40	20,8	16,3	12,30	11,70

4.3.1.1. A St-Nazaire

Sur une période de 8 ans (1966 - 1973) les deux secteurs temporels 9-11^H et 11-13^H (représentant 33 % du jour) regroupent 42,5 % des marées basses, alors que dans les secteurs s'écartant de plus en plus de midi (ou de minuit), les fréquences des basses mers sont de moins en moins élevées.

4.3.1.2. Sur les vasières

Au cours de l'année 1973, par suite de la petite avance de l'établissement des marées dans les régions étudiées par rapport à St-Nazaire, la période où les marées basses sont les plus fréquentes devient celle de 3 h à 1 h avant l'heure du soleil culminant. Cependant, l'ensemble montre une répartition des coefficients de marées analogue.

Les marées basses sont donc beaucoup plus fréquentes dans la période allant de 3 heures jusqu'à 1 heure après le passage du soleil à son point culminant que dans le début de la matinée ou l'après-midi elle-même.

4.3.2. VARIATION des COEFFICIENTS DANS les DIVERS SECTEURS TEMPORELS

Dans un diagramme de fréquence des coefficients de marées, nous avons partagé chaque groupe de 5 coefficients en fonction de leur apparition dans tel ou tel secteur temporel (fig.12A,B) et nous avons tracé les courbes enveloppes de ces secteurs à l'intérieur de la courbe de fréquence des coefficients (fig.12C,D).

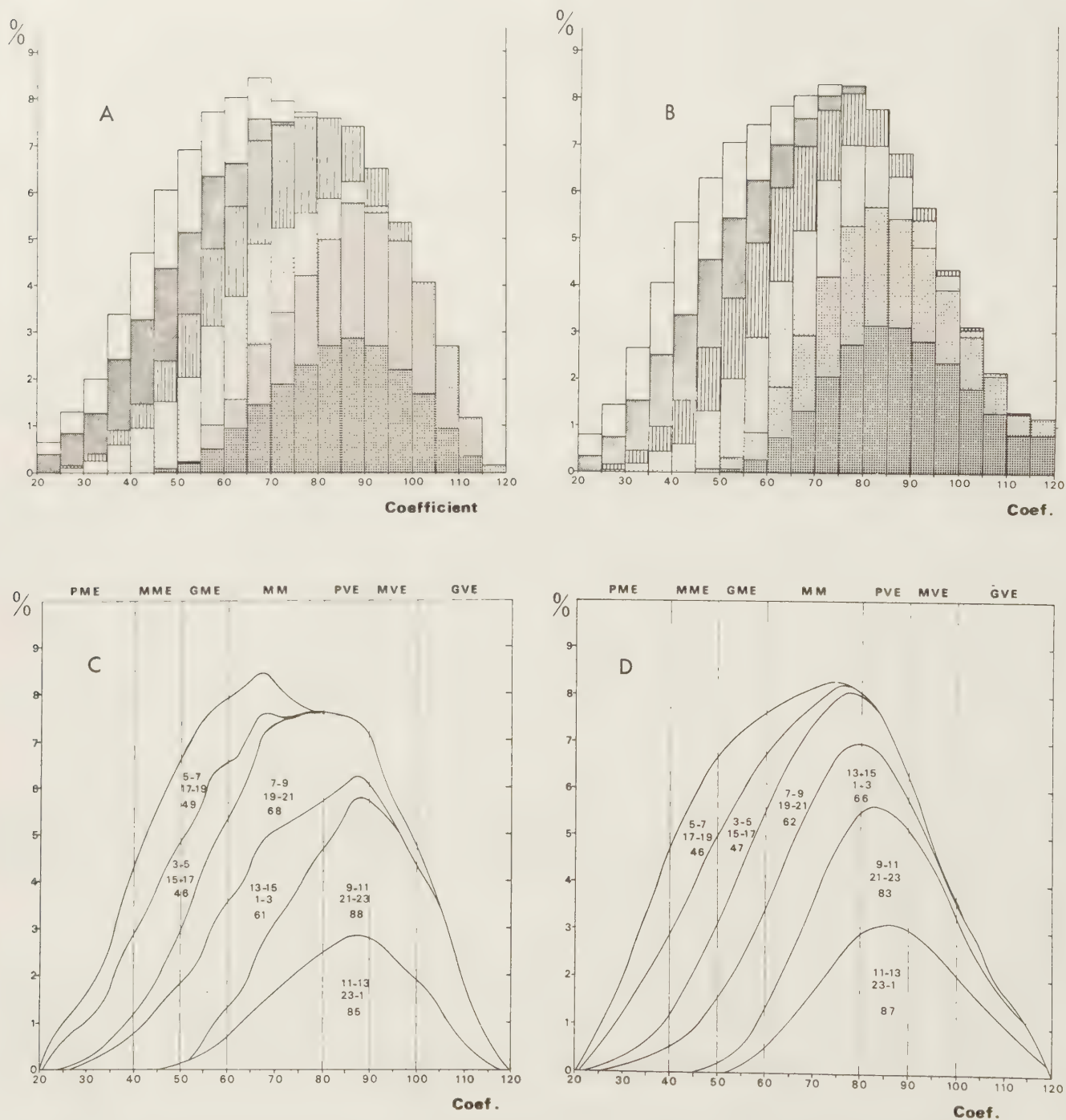


Fig. 12.- Distribution des marées basses en fonction des coefficients et des heures de la journée.

4.3.2.1. A St. Nazaire, sur une période de 8 ans

- dans la période du soleil culminant (11 à 13 h T.U), les coefficients de marées varient de 50 à 120, la moyenne est 87; et 70 % des basses mers sont supérieures à 80.;
- de 9 à 11 h (T.U), période précédant la culmination du soleil, les marées varient de 45 à 115, avec une moyenne de 83 ; les marées supérieures à 80 ne sont plus que dans la proportion de 48 % ;
- après le passage du soleil au point culminant (de 13 h à 15 h T.U), les coefficients varient de 30 à 110, avec une moyenne de 66, et les coefficients supérieurs à 80 ne représentent plus que 18 % de la population ;
- dans les autres périodes, la moyenne des coefficients s'abaisse encore : 62, puis 46 et les marées de vives-eaux ne sont plus que de 6 %.

Nous constatons donc que les marées basses de vives-eaux se présentent en majorité, (50 %), dans la période où le soleil culmine, et qu'elles sont plus fréquentes avant (40 %) qu'après cette période, (10 %) :

Coefficients sup. à 85	{	7 à 9 h T.U	→	6 %	des marées basses de vives eaux
		9 à 11 h T.U	→	34 %	
		11 à 13 h T.U	→	50 %	
		13 à 15 h T.U	→	6 %	

4.3.2.2. Sur les lieux d'observation en 1973

- de 11 à 13 h, les marées varient de 45 à 115, avec une moyenne de 85 ; les vives eaux représentent 64 % des marées ;
- de 9 à 11 h, les marées basses ont des coefficients compris entre 55 et 120, la moyenne est de 88, et les marées supérieures à 80 représentent 73 % de l'ensemble ;
- de 13 à 15 h, période après celle du soleil culminant, les coefficients varient de 25 à 90 avec une moyenne de 61, les vives eaux ne représentent pas 10 % de la population de cette période ;
- de 7 à 9 h, période précédant 3 heures le soleil culminant, les marées vont de 25 à 105; la moyenne est de 68 et les vives-eaux représentent 25 % des marées ;
- dans les deux autres périodes, les coefficients sont faibles (moyenne 46 et 49); les vives-eaux en sont totalement absentes.

Les basses-mers de vives-eaux sont plus nombreuses avant la période du soleil culminant, et l'après-midi il n'y a pratiquement pas de vives-eaux.

Coefficients sup. à 85	{	7 à 9 h T.U	—	12 %	84 %
		9 à 11 h T.U	—	46 %	
		11 à 13 h T.U	—	38 %	
		13 à 15 h T.U	—	4 %	

La différence entre les fréquences observées à St-Nazaire pendant un cycle de 8 années et celles de 1973 sur nos lieux d'observation est plus faible que les chiffres ne le montrent. Le décalage de l'établissement entre St Nazaire et les vasières est de 20 minutes, et par le découpage arbitrairement choisi pour encadrer l'heure de la culmination du soleil (coupure à 11 h T.U.), nous séparons en deux parties la fréquence maximum des marées de vives-eaux qui se situe aux environs de 11 h T.U., comme l'indique le Service Hydrographique pour les

côtes atlantiques françaises. Un petit décalage de plus ou moins quelques minutes augmente soit la période 9-11 h T.U., soit la période 11-13 h T.U.

Nous constatons que, à quelques minutes près, les marées basses de vives-eaux ont bien lieu dans la proportion de 90 %, une heure avant l'heure de culmination du soleil, donc en période de la plus forte insolation. Ceci est capital, car l'action du soleil (réchauffement, évaporation, assèchement) peut s'exercer sur les plus grandes surfaces possibles émergées par les marées basses de vives-eaux, alors qu'au cours des basses mers de mortes-eaux, où l'émersion intéresse des superficies moindres, la force de l'ensoleillement est faible.

Aussi, chaque marée basse de vive-eau découvrant la plus grande partie des vasières littorales sera accompagnée d'une possibilité d'ensoleillement maximum.

5 - CONCLUSION : INFLUENCE DES MARÉES SUR LA SÉDIMENTOLOGIE DES VASIÈRES LITTORALES

Sur les vasières littorales, les mouvements oscillatoires du niveau de la mer sont de durée inégale : la montée débute d'autant plus tardivement et est d'autant plus rapide que l'altitude de la vasière est élevée ; la descente est lente sur les slikkes, et se prolonge dans les chenaux de marée par les décharges fluviales, le ruissellement et l'exudation des slikkes, au-delà de l'heure de l'étale de basse-mer, d'autant plus que l'altitude des vasières est élevée. Ce décalage horaire des marées par rapport au régime océanique provoque des courants typiques des vasières ;

- le flot s'établit en quelques minutes avec beaucoup de violence sous la poussée des eaux océaniques, rapidité qui se maintient suffisamment pour venir recouvrir et éroder la pellicule superficielle des basses slikkes ;
- à l'étale de pleine-mer, le flot s'annule lentement ou se poursuit même après le début de la baissée, retardant ainsi la décantation des eaux turbides repoussées par l'onde de flot ;
- le jusant s'accélère très progressivement, bien souvent seulement après l'émersion des hautes slikkes, dans les chenaux de marées, où peut alors se produire une décantation parfois totale.

Ainsi la marée joue un rôle primordial dans la dynamique sédimentaire, rôle accentué encore par les émerisions.

Les basses-mer de vives-eaux ayant lieu, à 90 %, au moment où le soleil culmine, les vasières présentent toujours leur plus grande superficie émergée au moment où l'ensoleillement peut être maximum et modifiera fortement les propriétés physico-chimiques de la pellicule superficielle, en particulier leur résistance à l'érosion. A l'inverse, la nuit, au cours des mêmes marées basses de vives-eaux, le flot puissant et rapide agira sur une pellicule superficielle peu évoluée qui sera remise en suspension et repoussée vers la haute slikke. A ce moment, la prochaine émerision diurne fixera de façon plus ou moins définitive les particules décantées du début du jusant. Ces échanges sédimentaires seront confirmés dans les chapitres suivants par l'étude des propriétés physiques des masses d'eau et de la couche superficielle des slikkes.

■■■■■■■■

CHAPITRE II

VARIATIONS DES TEMPÉRATURES SUR LES VASIÈRES. INFLUENCE DE L'ÉMERSION.

Nous venons de voir le rôle des marées et l'importance des émerisions pour les vasières qui seront alors soumises aux conditions atmosphériques ayant pour premier effet de faire varier rapidement la température des masses d'eau en mouvement. D'où il est nécessaire de faire des études détaillées de la température des eaux aux divers moments de la marée, comme d'ailleurs des flaques et de la pellicule superficielle des vasières à marée basse.

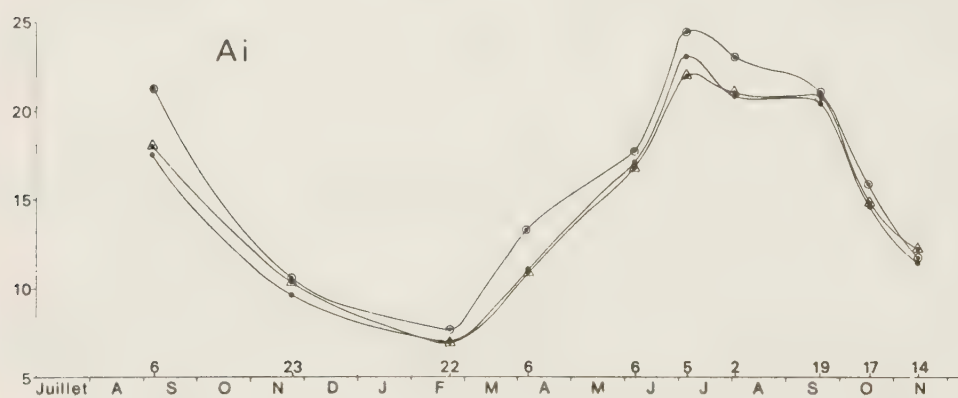
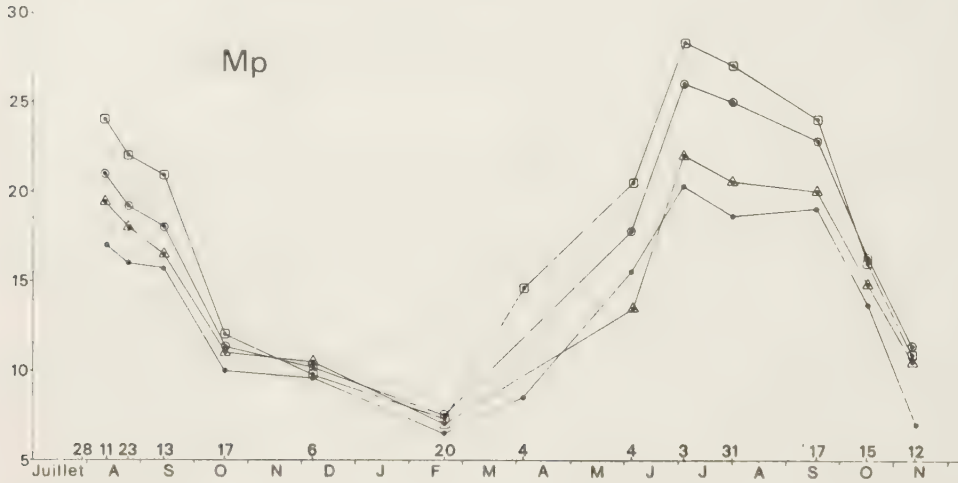
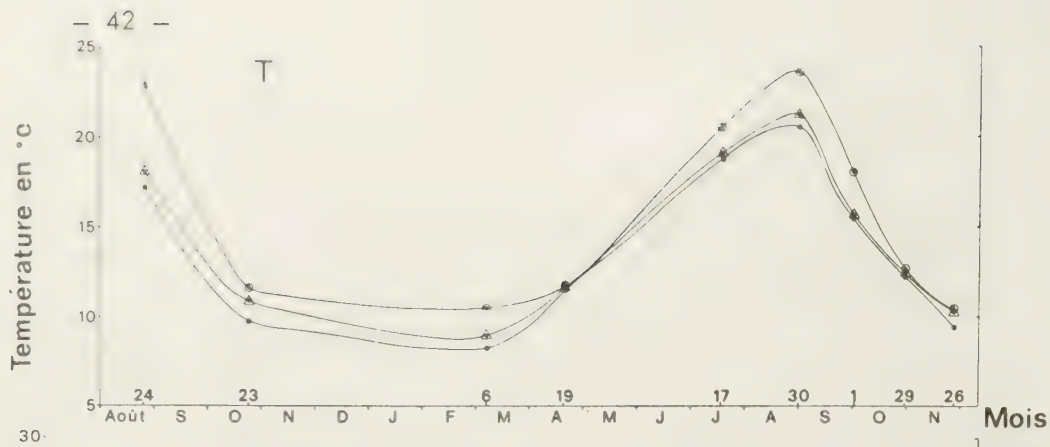
Sur la représentation graphique des variations saisonnières des températures des eaux, nous avons différencié plusieurs masses d'eau en fonction de leur comportement thermique (fig. 13) ;

- eaux de la marée descendante, encore appelées eaux de retrait, lorsque les slikkes sont en voie d'émerision,
- eaux de la marée haute, à la température océanique qui se maintient jusqu'à l'établissement d'un fort jusant sur les vasières,
- eaux de la renverse jusant/flot ou première onde de flot arrivant sur la slikke lors de la remontée de la mer,
- eaux des chenaux qui reçoivent les eaux de ruissellement des slikkes ou le déversement des eaux continentales.

Avant de décrire les variations thermiques de ces masses d'eau, au long des saisons, dans les différentes régions, analysons ce qui se produit au cours d'un cycle de marée, en fonction de la température atmosphérique. Pour cela, nous avons choisi la station de Mouillepieu en Baie de Bourgneuf (Mp 12-11-73), qui a montré de brutales variations thermiques en 18 heures ;

- de jour, au lever du soleil, la température extérieure était de -2°C ; les eaux de la marée descendante étaient à $+7^{\circ}\text{C}$. Au cours de la matinée, les eaux du chenal du Collet se sont réchauffées par l'ensoleillement et l'apport des eaux de ruissellement des vasières : $+11^{\circ}\text{C}$, égalant la température extérieure restée autour de 11°C . Au moment de la renverse jusant-flot, lors du recouvrement des vasières, on atteint $11^{\circ}5\text{C}$ par suite du réchauffement sur la slikke, puis à pleine-mer la température redescend à $10^{\circ}5\text{C}$. L'écart de température entre les eaux de la marée descendante du matin et les eaux océaniques du soir ($3^{\circ}5\text{C}$), correspond à une variation atmosphérique de -13°C .
- De nuit, les conditions météorologiques changent. La température de l'air reste voisine de $+12^{\circ}\text{C}$, celle des différentes masses d'eau varie peu (de $10^{\circ}4$ à $9^{\circ}7\text{C}$).

Cette analyse montre bien le rôle primordial des conditions atmosphériques sur les changements de température des eaux qui se font très rapidement, en quelques heures.



Pour T. Mp. Ai

- Eaux de retrait (jour)
- ⊙ Renverse jasant-flot (jour)
- △ Eau océanique
- ◻ Chenaux marée basse

Pour Pt

- ◻ Retrait après marée haute nuit
- △ Eau océanique
- ⊙ Renverses jasant-flot - jour
- ◊ Renverses jasant-flot - nuit
- Retrait après marée haute jour

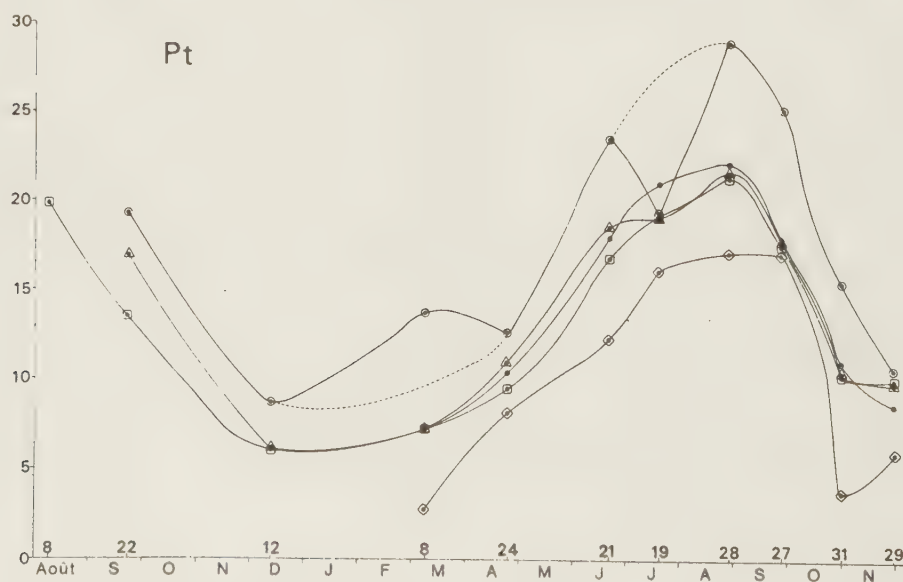


Fig. 13. — Températures des masses d'eau.

1- EAUX DE LA MARÉE DESCENDANTE

Des différences notables apparaissent entre les eaux de marée descendante après une pleine mer de jour et celles suivant une pleine mer de nuit.

1.1. APRES une PLEINE-MER de NUIT

Ce sont les eaux les plus froides rencontrées dans les quatre régions, avec cependant quelques variantes au cours des saisons :

- dans la baie de la Vilaine, le jusant matinal est toujours plus froid que la marée haute ; l'écart thermique varie de 1° à $0,5^{\circ}\text{C}$ en été, mais est supérieur à 1° en hiver ;
- dans la baie de Bourgneuf, les écarts sont plus importants en été : $2^{\circ}5$ à 1° , alors que l'hiver il est inférieur à 1°C (sauf pour le 12-11-73) ;
- dans la baie de l'Aiguillon : de l'été à l'hiver, les eaux du jusant matinal sont plus froides que les eaux océaniques, l'écart s'amenuisant de plus en plus vers la saison hivernale (de $0^{\circ}6$ à $0,2^{\circ}$). De l'hiver à l'été, c'est le contraire, et les écarts augmentent jusqu'à juin ; les eaux océaniques sont plus froides de quelques dixièmes de degré que les eaux continentales ;
- dans la baie d'Oléron : là encore, les eaux du retrait matinal sont plus froides que les eaux océaniques, et les écarts sont plus importants l'été que l'hiver : $3^{\circ}4$ (le 22 sept. 72), $0^{\circ}1\text{C}$ (les 12-12-72 et 8-03-73), $1^{\circ}5\text{C}$ (le 29-11-73).

Il y a donc un refroidissement général, lors du dernier jusant matinal, d'autant plus important que l'on se trouve plus près, ou dans, la période d'été.

1.2. APRES une PLEINE MER de JOUR

Dans la baie d'Oléron, la dernière couche d'eau se retirant de la slikke, après une pleine mer de jour, a une température plus élevée que celle de la marée haute. L'exposition à l'ensoleillement et à l'air chaud ambiant de cette fine tranche d'eau lui donne une température beaucoup plus élevée en été : $+2^{\circ}$ (le 19-7-73) qu'en hiver : $0,8^{\circ}$ (le 31-10-73), à condition que la température atmosphérique ne subisse pas de trop grands changements.

En résumé, les jusants seront plus froids après une marée haute nocturne et communiqueront à la couche superficielle des slikkes une température plus basse lors de l'émersion matinale. Au contraire, les jusants suivant une pleine mer de jour donneront à cette pellicule superficielle, lors de l'émersion nocturne, une température plus élevée que celle de l'ensemble des masses d'eau régissant l'hydraulique des vasières.

2- EAUX de la MARÉE HAUTE

Elles représentent l'influence océanique et servent de base à toutes nos comparaisons. Il ne faut en retenir que les variations saisonnières (Tableau 9).

Tableau 9 — Températures moyennes

	Hiver	Eté	$\Delta\theta$
Tréhiguier : T (Baie de la Vilaine)	9°	20°	11°
Mouillepied : Mp (Baie de Bourgneuf)	7°	22°	15°
Aiguillon : Ai	7°	22°	15°
Piédemont : Pt (Baie d'Oléron)	6°	21°5	15°5

Parmi les différents lieux, les eaux océaniques des baies de Bourgneuf, de l'Aiguillon et d'Oléron se refroidissent davantage en hiver et sont plus chaudes en été que celles de la baie de la Vilaine. C'est le résultat du brassage des eaux, beaucoup plus important par suite des surfaces d'émersion plus vastes, dans les trois premières baies que dans la baie de la Vilaine.

Donc, les grandes vasières littorales refroidissent les eaux océaniques en hiver et les réchauffent en été.

3-EAUX de la RENVERSE JUSANT - FLOT

La température des premières "ondes de flot", après l'émersion diurne, est en général plus élevée que celle des autres masses d'eau. Cette élévation de température est d'autant plus forte que l'insolation a été longue, en été comme en hiver ; ceci, en l'absence de masses d'eau continentales déferlant dans les chenaux, surtout en période de crues fluviales.

3.1. *DANS la BAIE de la VILAINE*, l'augmentation thermique peut atteindre 5° en été, 1° en hiver par rapport aux eaux océaniques. Toutefois, le 19-4-73, dans le chenal lui-même, on n'observe pas de variations de température lors de la renverse jusant-flot, car le contact entre la première onde de flot et la slikke, réchauffé par l'émersion, n'a pas été observé à l'endroit de nos mesures.

3.2. *DANS la BAIE de BOURGNEUF*, le premier flot remontant sur les vasières est réchauffé de 6° en été, de 0°3 à 1°5 en hiver.

3.3. *DANS la BAIE de l'AIGUILLON*, les écarts de température sont plus faibles (+ 3°5 en été, + 1° en hiver), car les eaux de la Sèvre Niortaise refroidissent les eaux montantes au contact de la slikke.

3.4. *DANS la BAIE d'OLÉRON*

- De jour, en été comme en hiver, la première onde de flot revenant sur la vasière a une température d'autant plus élevée que l'ensoleillement a été prolongé et ardent. On peut trouver ainsi, par fort ensoleillement, un écart de 70 entre les températures du premier flot et de la marée haute (8 mars 1973 et 28 août 1973). Par contre, lorsque le soleil est voilé, ou qu'il pleut, la température ne subit pas de changement, comme ce fut le cas du 19 juillet 1973 ;

- de nuit, il se produit le phénomène inverse ; il y a abaissement de la température du premier flot très important en hiver ($4^{\circ}5$ à $6^{\circ}5$), un peu moins en été, mais non négligeable (2° à 5°), par rapport à la température de la marée haute.

En résumé, de jour, les eaux de la renverse jusant-flot, ou de la première onde de flot arrivant sur les vasières, ont une température plus élevée que celle des eaux océaniques. L'élévation thermique est plus forte en été qu'en hiver, car le rôle de l'insolation est prépondérant. Toutefois, même en hiver, le gain de température peut être aussi important qu'en été en cas de fort ensoleillement. La nuit, il se produit un phénomène inverse, en été comme en hiver, le flot est refroidi au contact de la vase.

Ces variations de température sont fugaces (entre 30 minutes et une heure), car ensuite, les eaux retrouvent la température océanique. Cependant, ces variations thermiques interviennent pour la sédimentation. De jour, les eaux de la première onde de flot sont plus légères et moins visqueuses ; elles agiront avec moins de force sur la couche superficielle de la vase pour la remettre en suspension la nuit où ces mêmes eaux refroidies, plus denses, attaqueront la slikke avec plus d'efficacité. Ceci est démontré lors de la description des remises en suspension entre les ondes de flot diurnes et nocturnes de la baie d'Oléron (voir Chapitre IV, § 4, p. 76).

4 - EAUX des CHENAUX

Dans la baie de Bourgneuf, à marée basse, le chenal reçoit les eaux de ruissellement de la vase, réchauffées par l'ensoleillement ; ce sont les plus fortes températures observées (maximum : $28^{\circ}3$). En été, à la fin de l'émersion, l'augmentation thermique atteint ainsi 8°C par rapport aux eaux de la haute mer. En hiver, nous n'avons pu, malheureusement, observer cette augmentation, car les stations ont eu lieu dans le port du Collet où les eaux froides venant des marais peuvent même provoquer une légère diminution de la température ($-0^{\circ}8\text{C}$ le 6.12.72).

5 - CONCLUSION

Les températures sont très variables au cours d'un cycle de marée : les eaux océaniques sont refroidies l'hiver et réchauffées l'été (perte ou gain de 2°C) par leur passage sur les vasières.

- Les eaux du dernier jusant, faisant suite à une marée haute de nuit sont plus froides que celles de l'océan, d'autant plus que la température atmosphérique moyenne est élevée (été). Au contraire, après une marée haute de jour, les eaux du jusant sont plus chaudes, car le soleil réchauffe cette mince pellicule d'eau avant qu'elle ne se retire des vasières.
- La première onde de flot, de jour, est toujours plus chaude, principalement lorsque l'ensoleillement est très fort au cours de l'émersion, alors que les eaux du flot de nuit sont beaucoup plus froides. Les variations de densité et de viscosité entre ces deux premières ondes de flot responsables de la remise en suspension, jointes à l'état physique de la couche superficielle après émersion, jouent donc un très grand rôle sur la sédimentation, provoquant les turbidités les plus élevées lors du flot de nuit car les eaux y sont les plus denses.

Enfin, les chenaux, s'ils ne drainent pas d'eaux continentales, reçoivent de jour les eaux de ruissellement des vasières, dont la température est nettement plus élevée ; ces eaux contribuent à réchauffer, en partie, la première onde de flot suivant l'émersion diurne.

Ces variations sont donc très importantes au cours du cycle de marée, mais à un instant donné, sur une tranche d'eau, les températures varient très peu. Parfois, il peut exister un léger gradient thermique vertical (de $0,5^{\circ}\text{C}$ à 1°C à Tréhiguier le 6.3.73) lorsque des eaux douces continentales s'écoulent au-dessus des eaux salées. Ainsi, en général, on assiste, au cours d'une marée, au déplacement d'une onde thermique souvent combinée à une onde saline, homogène du point de vue température du fond à la surface.

6 - FLAQUES d'EAU ABANDONNÉES sur la SLIKKE LORS des ÉMERSIONS

Sur les trois vasières (baies de Bourgneuf, de l'Aiguillon et d'Oléron) où nous avons observé les variations thermiques des flaques d'eau, les phénomènes sont identiques (tableau 10 et fig.14).

Tableau 10

BOURGNEUF

Variations de la température des flaques d'eau

	Flaque		Air		Vase	
	J	N	J	N	J	N
16-17.10.72	14°5 - 7°8 $\Delta = 6°7$	7°8 - 5°6 $-\Delta = -2°2$	15°1 - 8°3 $\Delta = -6°8$	6°9 - 5° $-\Delta = 1°9$	14°6 - 7°3 $\Delta = 7°3$	7°4 - 5°1 $-\Delta = 2°3$
3.7.73	22°5 - 31°8 $\Delta = 9°3$	22°5 - 18° $\Delta = 4°5$	21° - 24°6 $\Delta = 3°6$	22°2 - 17°4 $\Delta = 4°8$	23°2 - 31°4 $\Delta = 8°2$	21°3 - 17°4 $\Delta = -3°9$
31.7.73	20°7 - 30°1 $\Delta = 9°4$	19°9 - 16°6 $\Delta = 3°3$	20°1 - 25°6 $\Delta = +5°5$	20°3 - 18° $\Delta = -2°3$	20°8 - 28°5 $\Delta = 7°7$	20°2 - 16°5 $\Delta = -3°7$
12.11.73	4°8 - 13°8 $\Delta = +9°$	//	-0°5 - 11°5 $\Delta = +12°$	//	5°6 - 13°8 $\Delta = 8°2$	//

AIGUILLON

	Flaque		Air		Vase	
	J	N	J	N	J	N
23.11.72	8°3 - 13° $\Delta = 4°7$	6°9 - 5°1 $-\Delta = 1°8$	6° - 11°3 $\Delta = 5°3$	4°6 - 2°3 $-\Delta = 2°3$	7°7 - 12°6 $\Delta = 4°9$	6°4 - 2°9 $-\Delta = 3°5$
Eau = 20°9 2.8.73	24°5 - 30°5 $\Delta = 6°$	20° - 16°1 $\Delta = -3°9$	21° - 25°5 $\Delta = 4°5$	18° - 15°3 $-\Delta = 2°7$	25°2 - 33°3 $\Delta = 8°1$	19°1 - 15°1 $\Delta = -4°$
14.11.73	13°2 - 14°9 $\Delta = 1°7$	12° - 11°2 $\Delta = -0°8$	13°6 - 14°5 $\Delta = 0°9$	13°5 - 12°1 $\Delta = -1°4$	13°2 - 15° $\Delta = 1°8$	12°2 - 11°2 $\Delta = -1°$

PIEDEMONT

	Flaque		Air		Vase		Ensoleill.
	J	N	J	N	J	N	
12.12.72	6°2 à 9°7 Δ = 3°5	8°0 à 7°1 Δ = 0°9	6°2 à 9°8 Δ = 3°7	8°2 à 6°5 Δ = 1°7	6°6 à 9°6 Δ = 3°	8° à 6°8 Δ = 1°2	0 (Houle)
8.03.73	7°7 à 16°4 Δ = 8°7	/	5°5 à 12°4 Δ = 6°6	/	8°4 à 16°4 Δ = 8°	7°7 à 1°4 Δ = 6°3	100 %
24.4.73	11°6 à 12°5 Δ = 0°9	9°4 à 8° Δ = 1°4	8°7 à 10° Δ = 1°3	8°1 à 9° Δ = 0°9	11°8 à 12°2 Δ = 0°4	8°8 à 7°5 Δ = 1°3	20 %
21.6.73	20°2 à 25°5 Δ = 5°3	17°4 à 11°4 Δ = 6°	15°5 à 20°5 Δ = 5°	13°2 à 11°6 Δ = 1,6°	20°2 à 26° Δ = 5°8	17°2 à 11°4 Δ = 5°8	50 %
19.7.73	19°4 à 20°6 Δ = 1°2	19°8 à 16° Δ = 3°8	18°4 à 17°9 Δ = 0°5	19°1 à 17°3 Δ = 1°8	19°3 à 19°4 Δ = 0°1	19°5 à 15°9 Δ = 3°6	0
28.8.73	21°2 à 29° Δ = 7°8	21°3 à 16°9 Δ = 4°4	18°5 à 21°5 Δ = 3°	19°4 à 19°1 Δ = 0°3	21°2 à 28°5 Δ = 7°3	21° à 16°9 Δ = 4°1	90 %
27.9.73	/	/	/	/	17°3 à 27°8 Δ = 10°5	17°2 à 16°6 Δ = 0°6	100 %
31.10.73	11° à 19°5 Δ = 8°5		17° à 17°7 Δ = 10°		11° à 19°2 Δ = 8°2	9°8 à 3°5 Δ = 6°3	80 %
29.11.73	10°5 à 15° ↘ 12°1 Δ = 4°5	8°5 à 6° Δ = 1°5	12°6 à 15°4 ↘ 10°7 Δ = 4°7	4°6 à 3°8 Δ = 0°8	10°6 à 16°6 ↘ 11°6 Δ = 5°	8°5 à 5°5 Δ = 3°	0

6.1. **LE JOUR**, avec ensoleillement, la température augmente en toutes saisons ; à Piédemont, l'élévation est de 8° en été (le 2.8.73) et de 8°5 en automne (le 31.10.73), malgré des températures initiales très différentes (21° et 11°). Les pluies, ou l'heure d'émersion tardive en soirée, réduisent cette augmentation (Pt 19.7.73 et Ai 14.11.73) ou au contraire, provoquent un abaissement de la température (voir Cmp - 16.10.72, où l'émersion maximum se présentait 4 heures après l'heure du soleil culminant Δθ = -6°7).

En été, l'augmentation thermique est plus élevée dans les flaques d'eau que dans l'atmosphère ; l'hiver, le phénomène s'inverse. Mais, été comme hiver, l'eau reste toujours plus chaude que l'air ambiant.

6.2. LA NUIT

La température des flaques d'eau décroît au cours de l'émersion nocturne, d'autant plus que la température initiale était plus élevée (3° à 5° en été à Mp 3.7.73 ou Pt 21.6.73 par exemple). En hiver, l'écart est beaucoup plus faible : 1°5 à 2° (Ai. 23.11.72 et Pt. 12.12.72). Au cours

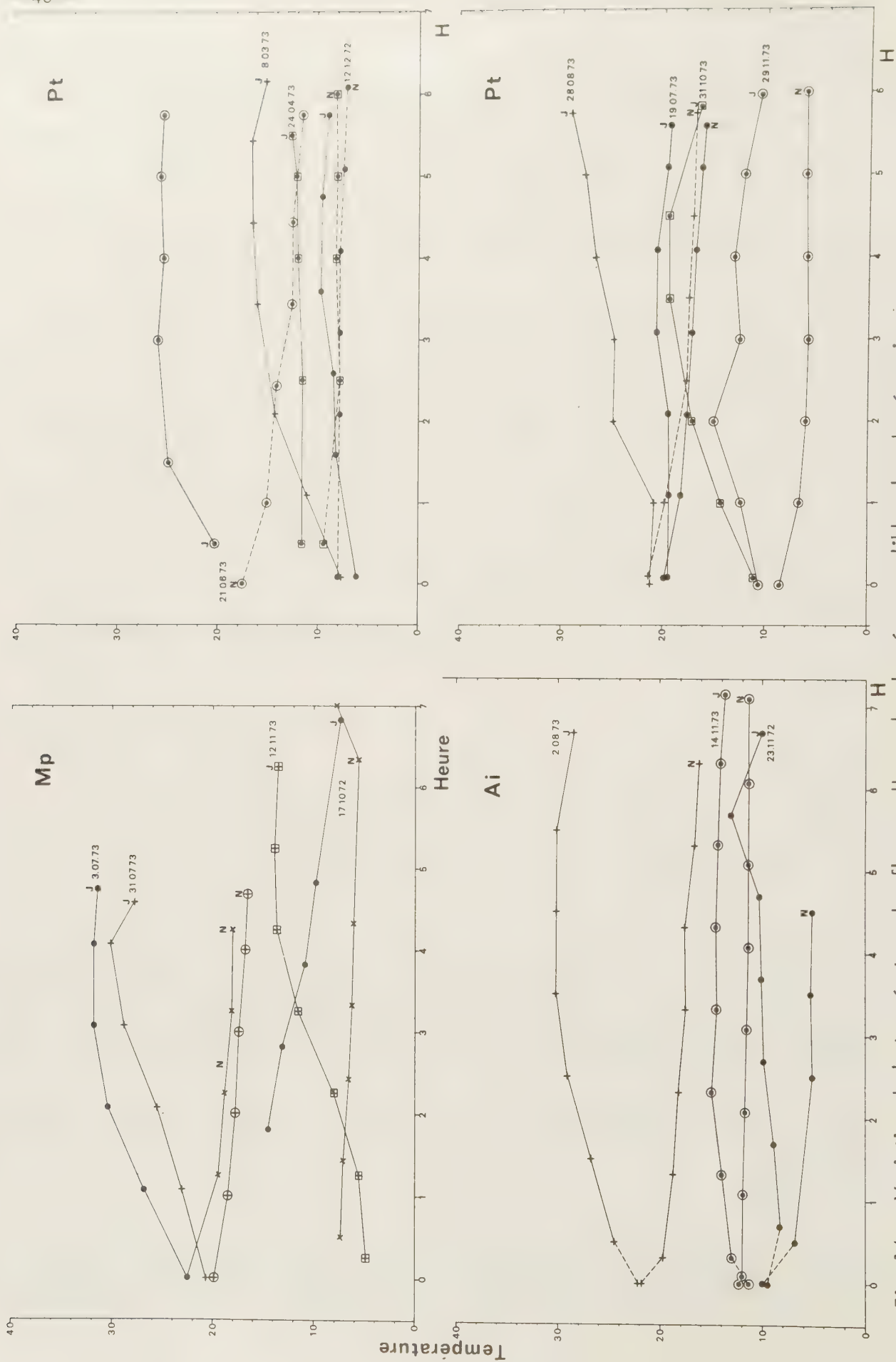


Fig. 14.— Variation de la température des plaques d'eau abandonnées sur sliques lors des émissions.

des différentes saisons, la température atmosphérique s'abaisse, la nuit, d'environ 2° en moyenne. Ceci montre bien que le refroidissement des flaques par évaporation nocturne est beaucoup plus importante l'été que l'hiver, malgré un degré d'humidité atmosphérique voisin et très élevé (plus de 95 % dans les deux cas). La température des flaques d'eau s'abaisse plus que celle de l'atmosphère en été, moins en hiver.

Ceci est bien en accord avec les lois physiques de l'évaporation ; la chaleur nécessaire pour évaporer l'eau de flaques est fournie par la flaque elle-même ; la quantité de vapeur formée est une fonction directe de la température atmosphérique ; il y aura donc évaporation plus importante en été, car l'air est plus chaud, et par là, un abaissement plus important de la température de l'eau des flaques. Il en est de même pour la pellicule superficielle de la vasière où, d'après le tableau 29, nous trouvons les mêmes variations thermiques que dans les flaques d'eau (nous reviendrons sur la couche superficielle au chapitre X, p. 155).

Cette constatation explique deux phénomènes thermiques présentés antérieurement : les eaux du premier jasant suivant une marée haute de nuit sont plus froides que les eaux océaniques de la marée haute, de même que l'onde de flot revenant sur les slikkes après l'émersion nocturne. Le refroidissement général de la nuit s'exerce sur la mer comme sur la vasière émergée, où l'évaporation est responsable de cet abaissement de la température.

CONCLUSIONS

Ainsi, nous voyons que les vasières jouent un rôle thermique très important pour les masses d'eau. Elles accélèrent les variations de températures qui se répercutent sur toutes les tranches d'eaux recouvrant les slikkes, ainsi que sur les eaux océaniques, plus froides en hiver, légèrement plus chaudes en été. Les vasières littorales créent ainsi un micro-climat à variations rapides où l'ensoleillement, l'évaporation, les émergences des slikkes combinent leurs actions pour influencer les remises en suspension et les décantations des sédiments, au cours de la marée.

■■■■■■■■

CHAPITRE III

SALINITÉ DES EAUX SUR LES VASIÈRES

Au cours d'un cycle de marée, la salinité des eaux peut présenter de très grandes variations, selon les saisons, surtout pour les baies recevant les apports plus ou moins importants des rivières. C'est pourquoi nous avons différencié plusieurs masses d'eau dont nous allons décrire les variations de salinité au cours des saisons, puis au cours des marées.

1 - MASSES D'EAU au COURS des SAISONS

L'étude statistique des salinités permet de définir trois masses d'eau principales

- à marée haute → les eaux océaniques
- à marée basse dans les chenaux → eaux à salinité variable, allant jusqu'à l'eau douce
- au retour du flot, dans la première onde où l'on note les influences de l'émersion de la slikke sur la salinité.

De plus, à Piédemont, dans la baie d'Oléron, en l'absence d'apports directs d'eau douce, nous avons différencié l'onde de flot de jour, et de nuit, et le retrait de la dernière couche d'eau après les marées hautes de jour et de nuit.

1-1 MARÉE HAUTE

Pour une région donnée, nous prenons la salinité de la marée haute comme salinité-référence, à laquelle nous comparerons les variations des diverses masses d'eau se propageant sur les vasières.

1.1.1. BAIE de la VILAINE

Par suite des apports fluviaux, la salinité, à marée haute, varie de 33 ‰ en été à 25 ‰ en hiver (6.3.73) ; seule la station d'été du 24.8.72 montre 35 ‰ . Le minimum d'hiver semble un peu accentué car pendant cette observation, et les jours précédents, les eaux de la Vilaine furent abondamment déversées en mer, par les vannages du barrage d'Arzal. Par suite de l'exiguïté de l'estuaire de la Vilaine et en raison du coefficient élevé de la marée (103), les eaux marines ont été fortement diluées, et la poussée océanique ne s'est pas fait sentir jusqu'au point d'observation. Aussi nous pensons qu'en hiver la salinité des eaux à marée haute doit être normalement plus élevée, supérieure à 30 ‰ (exemple : le 19 avril 1973 → 33,4 ‰).

1.1.2. BAIE de BOURGNEUF

En hiver, les eaux de la baie de Bourgneuf subissent un abaissement de la salinité (33 ‰) par suite des apports des eaux douces de la Loire qui sont repoussées vers la baie à chaque marée (GOULEAU, 1968). Au niveau de la rade du Collet, cet abaissement est encore renforcé par les déversements d'eau douce du Marais Breton (5 ‰ de 28 ‰ le 20.2.73).

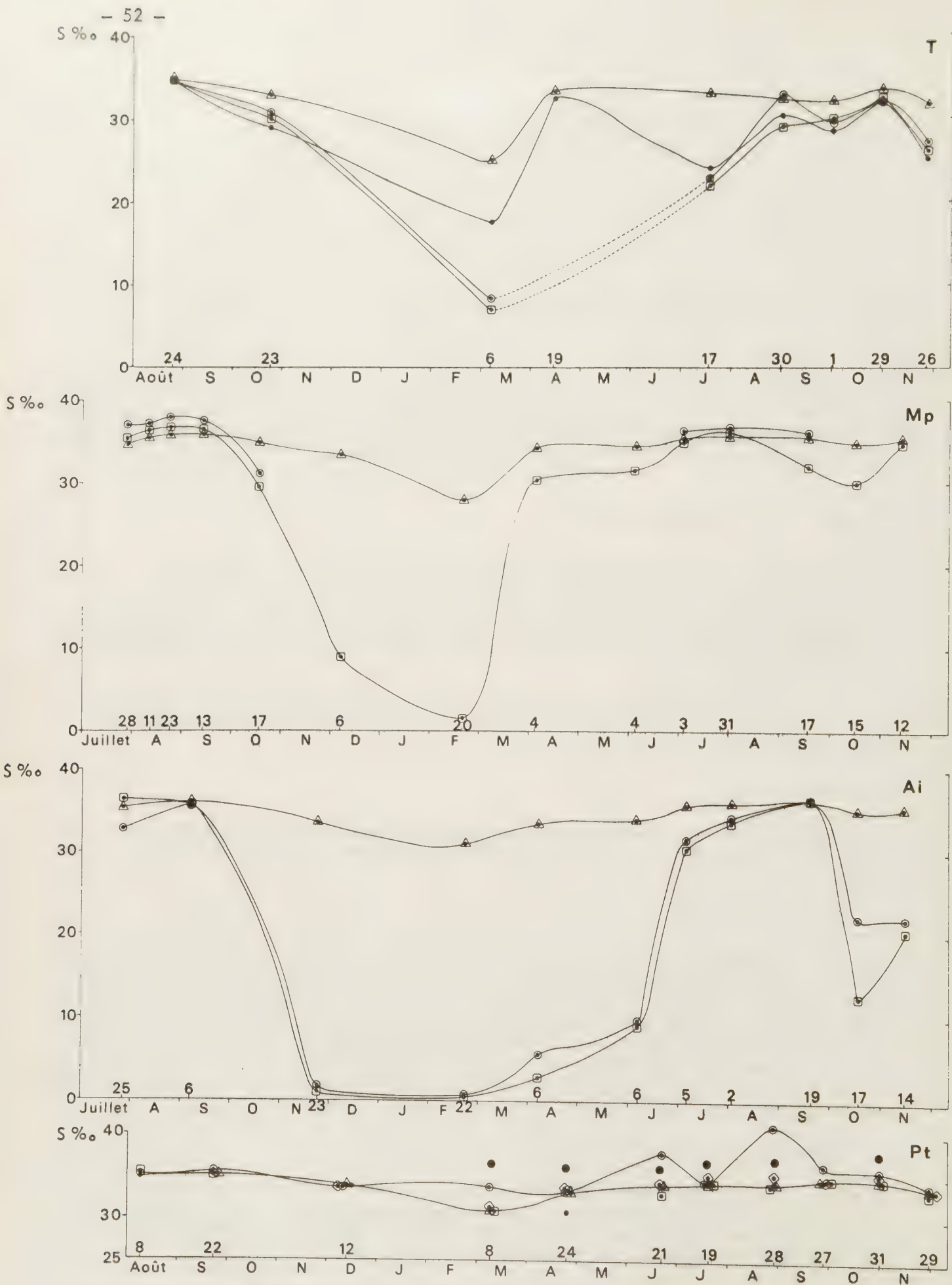


Fig. 15.— Variation de la salinité des masses d'eau oscillant sur les vasières (même légende que fig. 13, p. 42).

Lors des étés secs de 72 et 73, la salinité a varié de 35 ‰ à 36 ‰, ce qui est plus élevé que ce que nous avons trouvé pendant l'été 1968 (34,3 ‰). Il semble donc que l'évaporation des eaux sur la vasière contribue à augmenter légèrement la salinité océanique (d'environ 1 à 1,5 ‰).

1.1.3. BAIE de l'AIGUILLON

La salinité moyenne passe de 36 ‰ en été (les 6.9.72, 6.6 - 5.7 et 19.9.73) à 30,6 ‰ en hiver (22.2.73) avec des valeurs intermédiaires en automne (33,5 ‰ le 23.11.72) ou au printemps (6.4.73). La Sèvre Niortaise abaisse légèrement la salinité des eaux de la baie, mais à un degré moindre que dans les deux autres régions, car son débit est faible et l'anse de l'Aiguillon est très vaste ; de plus, la mer peut refouler les eaux douces, descendues à marée basse, jusqu'à Marans (10 Km de cours) où la Sèvre est fermée par l'écluse du Carreau d'Or.

Ici encore, comme dans la rade du Collet, il y aurait, en été, une légère "sursalinité" des eaux océaniques, due à la présence des vasières.

1.1.4. BAIE d'OLÉRON

Les eaux de la marée haute varient de 35 ‰ en été à 30,5 ‰ en hiver (8.3.73), mais la moyenne oscille autour de 33 - 34 ‰, atteignant 35 ‰ seulement à la fin de l'été (27.09.73), ou au début de l'automne (31.10.73). Les eaux de la Charente influent donc sur les eaux océaniques, bien que l'estuaire soit séparé du lieu d'observation par la Pointe de Piédemont et l'île Madame. Ce sont alors les eaux dessalées du large immédiat de l'estuaire de la Charente qui sont repoussées vers la côte par le flot.

Aussi, le maximum (35 ‰) d'été, bien que normal, traduit une faible sursalinité d'été, comme dans les baies de Bourgneuf et de l'Aiguillon.

En résumé, les eaux océaniques subissent deux variations importantes :

- abaissement, parfois sensible, de salinité en hiver par les apports d'eau douce plus ou moins directe des fleuves,
- augmentation très légère de salinité en été par l'évaporation à la surface des grandes vasières (augmentation en fonction de l'étendue des vasières et de la température)

1.2. A BASSE MER DANS les CHENAUX

1.2.1. BAIE de la VILAINE

A basse mer, l'estuaire de la Vilaine draine des eaux plus ou moins dessalées en fonction de l'ouverture des vannes du barrage d'Arzal (8 ‰ le 6.3.73, et 22 ‰ le 17.7.73). La moyenne est d'environ 30 ‰, donc inférieure à l'eau océanique.

1.2.2. RADE du COLLET

La salinité dans le chenal à basse mer varie de façon différente entre l'hiver et l'été

- en hiver, le chenal n'écoule que les eaux saumâtres, ou même douces du Falleron et du Marais Breton : la salinité est descendue à 1,5 ‰ en février 1973 ;
- en été, au contraire, si l'écluse est restée fermée, le chenal draine les eaux de ruissellement des vasières, dont la salinité devient supérieure à celle des eaux océaniques (36 à 37 ‰).

Remarque. Dans ce chenal, il peut exister une "crème de vase" qui se forme à basse mer au niveau du fond. Cette "crème", moins mobile, conserve son caractère propre et sa salinité

reste différente de celle des eaux qui la surmontent : 36 ‰ dans la crème, contre 37 ‰ en surface dans le chenal, le 11.8.72.

1.2.3. ANSE de l'AIGUILLON

En hiver, les eaux de la Sèvre Niortaise amènent un dessalement quasi total de l'estuaire (5 ‰ = 0,3 à 1 ‰). En été, la salinité reste encore inférieure aux salinités normales (30 ‰ à 34 ‰). Toutefois, le 19 septembre 1973, par coefficient 50, il n'y a pas de différence entre la marée haute et la marée basse, car la mer ne s'abaisse pas suffisamment pour permettre la descente des eaux de la Sèvre jusque dans la baie. Au printemps et en automne, on trouve des eaux saumâtres de 3 ‰ en avril, de 10 ‰ en juin, 13 ‰ en octobre et 20 ‰ en novembre, lorsque les coefficients de marée sont plus élevés (de 97 à 60).

1.2.4. BAIE d'OLÉRON

Il n'y a pas de chenaux, mais nous analyserons la salinité des dernières ondes de jusant un peu plus loin.

1.3. RETOUR du FLOT

1.3.1. BAIE de la VILAINE

Par suite du drainage d'eaux saumâtres par la Vilaine à marée basse, la première onde de flot a une salinité très basse, qui est cependant légèrement plus élevée que celle des eaux du dernier jusant. Cette augmentation est faible en hiver (0,5 ‰ le 6.3.73), plus forte en été (1,5 ‰ le 30.8.73) où elle dépasse très légèrement les eaux océaniques (+0,2 ‰). Il est donc difficile de chiffrer l'augmentation de la salinité par évaporation sur les slikkes et d'en connaître l'influence exacte sur la première onde de flot. Ceci est dû, semble-t-il, à une plus faible extension des vasières en Vilaine que dans les autres sites.

1.3.2. RADE du COLLET

Là aussi, l'accroissement de la salinité de l'onde de flot n'est bien marquée qu'en été lorsque le chenal ne draine pas d'eaux saumâtres. La salinité est encore plus élevée que celle des eaux de ruissellement des slikkes trouvées dans le chenal, car le premier flot reprend toutes les petites flaques d'eau qui sont restées exposées au soleil et à l'évaporation pendant quelques heures. Nous pouvons trouver 37 à 38 ‰, soit de 1 à 1,5 ‰ de plus que dans le chenal et de 2 à 2,5 ‰ de plus que dans les eaux océaniques. Cette première onde de flot sursalée remonte toute la vasière, mais elle est rapidement diluée par les ondes suivantes car, au bout d'une heure, nous retrouvons la salinité normale des eaux océaniques sur toute la vasière.

1.3.3. ANSE de l'AIGUILLON

A la renverse jusant-flot, nous trouvons toujours une eau plus salée que celle du chenal en fin de jusant. La salinité augmente de 0,5 à 1,5 ‰ environ, par le retour des eaux sur les berges du chenal; mais ce n'est qu'une estimation car, dès le flot naissant, s'établit un gradient positif de la salinité, dû à la poussée des eaux océaniques qui se poursuit jusqu'à la pleine mer.

1.3.4. BAIE d'OLÉRON

La première onde de flot, arrivant sur la vasière après avoir parcouru la distance entre la laisse de basse mer au large et le lieu des observations (environ 2 km), se trouve légèrement sursalée par rapport aux eaux de la marée haute, que ce soit de jour ou de nuit, en été ou en hiver. Bien entendu, les plus grands écarts se situent en été et de jour ($\Delta = 7 ‰$ en excès, le 28.8.73),

mais, la nuit, il existe encore une légère augmentation (de l'ordre de 1 ‰ en été et de 0,5 ‰ en hiver). C'est le résultat de la reprise des flaques laissées à marée basse sur la slikke et de la pellicule superficielle de la vasière soumises à l'évaporation.

En résumé, lorsque les chenaux ne drainent pas d'eaux saumâtres, les observations montrent que la salinité du premier flot est toujours supérieure à celle du dernier jusant et que cette augmentation est plus forte en été qu'en hiver, de jour que de nuit. Dans le cas d'apports d'eaux plus ou moins dessalées, en hiver principalement, le phénomène d'augmentation subsiste, mais il est beaucoup plus difficile à préciser.

D'autre part, en été, cette première onde de flot est toujours plus salée que les eaux océaniques, même lorsque celles-ci sont déjà légèrement "sursalées". Les vasières accroissent donc en été la salinité des eaux du premier flot d'environ 3 à 4 ‰ par rapport au contexte environnant, accroissement qui se répercute de 1 à 2 ‰ sur les eaux océaniques de référence.

2-RELATIONS ENTRE les VARIATIONS SALINES des MASSES D'EAU au COURS des CYCLES de MARÉES

Les relations entre les différentes masses d'eau sont illustrées par les variations de la salinité au cours des cycles de marées observés dans les différentes régions (voir figures annexes, p. 1 à 31).

2.1. BAIE de la VILAINE

2.1.1. SANS GRADIENT VERTICAL de SALINITÉ

Les stations des 24.08.72, 19.4.73, 30.8.73, 29.10.73 ne présentent pas de gradient vertical de salinité élevé (0,2 à 0,5 ‰ entre la surface et le fond). Le passage d'une masse d'eau à l'autre se fait sur un front vertical ; l'une pousse l'autre sans qu'il y ait une stratification des eaux. Après le passage du premier flot, la salinité augmente pour atteindre son maximum avant l'étale de pleine mer ; puis, au jusant, elle décroît légèrement, mais sur toute la hauteur de la tranche d'eau. Les écarts entre les différentes masses d'eau varient de 0,5 ‰ (24.08.72) à 1,8 ‰ (le 19.4.73).

2.1.2. AVEC GRADIENT VERTICAL de SALINITÉ

Les stations des 6.3.73 et 17.7.73 ont des gradients de salinité très importants tout au long du cycle de marée.

- le 6.3.73, la salinité varie de 5 ‰ à 25 ‰. Une heure après le début du flot s'installe une halocline traduite par une différence de 8,5 ‰ entre la surface et le fond, où arrive un coin plus salé sur 0,40 m de hauteur. Puis, pendant le flot, l'eau de plus en plus salée gagne la surface et atteint son maximum une heure avant l'étale de pleine mer (25 ‰). Très rapidement, à pleine mer, s'amorce une halocline qui descend progressivement pour atteindre le fond trois heures après son établissement en surface. L'ouverture des vannes du barrage d'Arzal provoque une stratification des eaux avant l'étale de pleine mer ; au cours du jusant, les eaux douces repoussent les eaux saumâtres de la marée haute sans mélange véritable.
- Le 17.7.73, la salinité varie de 13 ‰ à 33 ‰. Les variations sont très fortes avec un gradient élevé à toutes les observations (présence d'haloclines). A marée montante arrive une eau salée, supérieure à 25 ‰, au niveau du fond ; elle gagne très lentement en hauteur, mais n'atteint jamais la surface ; le maximum de salinité se présente après l'étale de haute mer et se maintient sur 1 mètre à 1,50 mètre au-dessus du fond, au cours du jusant. En surface, dès le début de la marée montante, des eaux douces circulent vers l'aval sans se mélanger aux couches sous-jacentes. Ceci produit un phénomène curieux : il faut

attendre le jusant pour voir augmenter la salinité de la surface, par le mélange des eaux en amont du lieu d'observation. Ici, les eaux douces de la réserve du barrage d'Arzal se sont constamment déversées dans l'estuaire marin de la Vilaine, dès la basse mer, et ont retardé la progression de l'eau océanique vers l'amont.

2.1.3. ETAT INTERMEDIAIRE

Les stations des 23.10.72, 1.10.73 et 26.11.73 montrent un état intermédiaire entre les deux modes de progression des ondes salines exposés ci-dessus. Au flot, le gradient de salinité est faible (0,2 à 2 ‰); il y a donc déplacement sur toute la hauteur d'un front de plus en plus salé. L'eau océanique occupe toute la tranche d'eau 1 à 2 heures avant l'étale de pleine mer. Au jusant s'établit un gradient de salinité de 3 à 5 ‰ par arrivée d'eau dessalée qui repousse lentement les eaux océaniques et occupe toute l'épaisseur d'eau 1 à 2 heures avant l'émersion des slikkes.

En résumé, dans l'estuaire de la Vilaine, les variations de la salinité sont soumises aux déversements de la réserve d'eau douce d'Arzal. L'ouverture rapide des vannes après l'étale de basse mer empêche les eaux océaniques de remonter dans l'estuaire et crée une stratification des eaux tout au long de la marée. Si les eaux douces sont déversées après l'étale de pleine mer, les eaux océaniques sont chassées rapidement de l'estuaire. En l'absence d'ouverture du barrage, les variations de la salinité sont très faibles et on assiste à un déplacement des masses d'eau sur un front vertical; les eaux océaniques repoussent les eaux saumâtres et vice-versa, sans stratification.

En fonction d'une stratification des eaux intervenant dès la marée basse ou surtout après la marée haute, les slikkes seront abandonnées, à l'émersion, par une eau plus ou moins salée selon leur altitude. Ceci est très important pour l'étude de la pellicule superficielle de la vasière, car c'est en fonction de l'altitude du prélèvement que les échantillons prélevés seront plus ou moins salés, et qu'ils évolueront différemment lors de l'émersion. Il est donc nécessaire de faire les prélèvements de pellicule superficielle à une même altitude sur la vasière, et de connaître exactement les fluctuations salines immédiatement antérieures à son émersion.

2.2. RADE du COLLET

Toutes les stations hydrologiques, sauf trois (MpC 17.10.72, C 6.12.72 et 20.2.73) ne présentent pas de forts gradients verticaux de salinité entre la surface et le fond. Les différentes masses d'eau se déplacent sur un front vertical; la première onde de flot plus salée est rapidement diluée; elle disparaît totalement au profit de l'eau océanique en l'espace d'une heure. A marée haute, la salinité de l'eau océanique varie de 0,1 à 0,2 ‰ sur une même verticale et de 0,1 à 0,5 ‰ au cours du cycle, depuis une heure après le premier flot jusqu'au retrait total de la mer. Parfois, une heure avant l'émersion, l'eau peut voir sa salinité augmenter légèrement (0,5 ‰) (stations du 13.9.72 et du 3.7.73), par l'écoulement des eaux de ruissellement des plus hautes slikkes déjà émergées.

Les stations MpC 17.10.72, C 6.12.72 et C 20.2.73 montrent des gradients verticaux élevés de salinité. L'eau douce arrivée dans le chenal, à marée basse, est repoussée, en surface, par les eaux du flot en provoquant une stratification, traduite par une décroissance régulière, depuis le fond jusqu'à la surface (6.12.72), ou par une double halocline (le 20.2.73 à 17 h 00), lorsque les courants sont bien établis. Lors des faibles courants, pratiquement autour de la pleine mer, le gradient de salinité devient plus faible et nous assistons à la progression d'un front salé, bien qu'il subsiste des eaux saumâtres en surface (surtout le 6.12.72), parfois séparées des eaux du fond par une halocline très nette. Au jusant, il se forme une halocline lorsque le courant de surface est légèrement plus important que celui du fond (6.12.72). Au contraire, le 20.2.73, le jusant très violent empêche toute stratification et chasse des eaux de plus en plus douces sur toute la hauteur de la tranche d'eau du chenal. Ce même phénomène s'observe d'ailleurs en Loire maritime.

En résumé, dans la rade du Collet, il y a donc rarement une stratification nette des eaux, sinon lors des crues du Marais Breton et du Falleron. Les variations, d'ailleurs très faibles, entre les diverses masses d'eau, se font par déplacement horizontal d'un front salé, sans gradient vertical important.

2.3. ANSE de l'AIGUILLON

Le passage entre les masses d'eau océaniques, à marée haute, et les masses d'eau saumâtres, à basse mer, se fait de deux façons différentes :

- soit par le déplacement horizontal d'un front salin à gradient vertical très faible sur toute la hauteur de la tranche d'eau,
- soit par l'établissement d'haloclines, avec gradient de salinité très élevé, maximum lorsque les forts courants sont bien établis, minimum à la renverse des courants.

2.3.1. GRADIENT VERTICAL FAIBLE

Il faut distinguer les stations à faibles variations horizontales et les stations à fortes variations au cours du cycle de marée.

- Faibles variations horizontales . Elles ont toutes lieu en été : 25.07.72 (coef. 72) , 6.09.72 (coef. 84) , 5.7.73 (coef. 82) , 2.8.73 (coef. 98) et 19.9.73 (coef. 51).

L'eau océanique arrive une heure après le passage de la première onde de flot, et se maintient sur les vasières jusqu'à l'émersion. Les écarts de salinité entre les diverses masses d'eau ne dépassent pas 5 ‰.

- Fortes variations horizontales : stations 6.4.73 (coef. 97) , 6.6.73 (coef. 75) et 14.11.73 (coef. 82).

Elles correspondent à l'apport d'eau douce par la Sèvre Niortaise à marée basse. L'eau océanique arrive tardivement, 2 à 3 heures après le premier flot, mais elle est repoussée dès l'établissement du jusant. Le chenal, à basse mer, draine alors des eaux saumâtres : de 5 ‰ le 6.4.73, à 20 ‰ le 14.11.73.

Le gradient de salinité reste faible en général : 0,5 ‰ à 1,5 ‰, sauf le 6.6.73, où 2 profils montrent une petite halocline avec un gradient de 3 ‰.

2.3.2. GRADIENT VERTICAL ELEVE : périodes de crues fluviales.

(Stations des 23.11.72 — 22.2.73 et 17.10.73).

Les haloclines s'établissent au début du flot par la pénétration d'une eau plus salée au niveau du fond qui repousse les eaux douces vers l'amont. A pleine mer, les eaux océaniques occupent toute la tranche d'eau (23.11.72 et 17.10.73) ou laissent subsister une eau saumâtre tout à fait en surface, sur 60 centimètres d'épaisseur (22.2.73). Au jusant, sous la poussée de la Sèvre Niortaise, l'halocline descend en profondeur, et rapidement les eaux saumâtres occupent tout le chenal. L'eau océanique n'est réellement présente que pendant 1 ou 2 heures autour de l'étale de pleine mer.

Remarques : les plus fortes remises en suspension par le retour du flot coïncident avec les fortes variations de la salinité, mais sans formation d'haloclines (les 23.11.72 — 6.4.73 et 17.10.73). Aussi, cette forte turbidité ne correspond-elle pas à un "bouchon vaseux" proprement dit, mais simplement à la remise en suspension des sédiments du fond par les courants de décharge de la Sèvre Niortaise, à basse mer. Cette suspension est ensuite reprise par le flot naissant et s'ajoute à celle créée par la première onde de flot, pour donner une turbidité maximale.

2.4. BAIE d'OLÉRON

Les variations de la salinité sont très faibles au cours d'un cycle de marée, et n'intéressent que les masses d'eau définies au paragraphe 1 de ce chapitre.

- Au retour du flot, l'augmentation de la salinité de l'onde de flot est très vite estompée (un quart d'heure à une demi-heure) par l'arrivée de l'eau océanique. Le gradient de salinité ne dépasse jamais 0,2 ‰ ;
- le retrait de la mer peut parfois présenter un léger abaissement de la salinité : 0,2 ‰ (24.4.73) ou au contraire une augmentation (21.6.73 : 1 ‰). Dans ce dernier cas, de fortes pluies ont abaissé la salinité des eaux de la marée haute, laissant subsister un coin salé au niveau du fond ; lors du retrait, on observe à nouveau ce coin salé en surface.

2.5. CONCLUSIONS

Les variations de salinité peuvent se manifester avec ou sans gradient vertical. Elles correspondent à des déplacements de masses d'eau à salinité pratiquement constante sur toute la hauteur. Au contraire, lors des crues fluviales, un fort gradient existe entre le fond et la surface, et les courants établissent une nette stratification des eaux. Tous les intermédiaires entre ces deux modes de propagation des ondes salines sont possibles. Ainsi, à chaque cycle de marée correspond un type de variations salines qu'il importe de connaître. En effet, ce sont les dernières eaux du retrait qui vont imprimer à la couche de vase superficielle la salinité initiale à partir de laquelle se produiront les variations dues à l'émersion. Nous croyons donc qu'il est indispensable d'effectuer une étude hydrologique complète du cycle de marée pour connaître tous les facteurs qui conditionnent l'évolution de la couche superficielle de la slikke soumise au découverturement.

3- SALINITÉ des FLAQUES d'EAU LAISSÉES SUR la SLIKKE à BASSE MER (fig.16)

3.1. RADE du COLLET

En l'absence de précipitations atmosphériques, la salinité des flaques d'eau, à la surface de la slikke, augmente progressivement au cours de l'émersion, de jour ou de nuit, en été comme en hiver. Bien entendu, les plus grandes variations se rencontrent en été lors des émerisions diurnes (de 35,8 ‰ à 38 ‰, le 31.7.73, soit une augmentation de 2,2 ‰). La nuit, en automne (17.10.72), la salinité passe de 33,45 ‰ à 34,75 ‰, soit une variation de + 1,3 ‰ seulement.

3.2. ANSE de l'AIGUILLON

La salinité des différentes flaques traduit bien la présence des apports d'eaux saumâtres de la Sèvre Niortaise : le 23.11.72, nous trouvons 25,2 ‰ et après évaporation 27,2 ‰. Il s'agit donc d'une eau partiellement dessalée, abandonnée par la tranche d'eau supérieure du jusant (voir courbes isohalines du 23.11.72).

En été, de jour, la salinité peut passer de 35,8 ‰ à 38,7 ‰, soit une augmentation de près de 3 ‰, alors que la nuit cette augmentation n'est que de 0,5 ‰ (35,75 à 36,3 ‰). Le 14.11.73, la salinité varie peu par suite du mauvais temps, et la nuit elle s'est même abaissée de 35,2 ‰ à 32 ‰, puis 28,5 ‰, sous l'effet des pluies.

3.3. BAIE d'OLÉRON

Les faibles variations de salinité de cette région nous ont permis de mieux cerner l'influence des flaques d'eau sur la salinité de la première onde de flot. Nous avons dressé un tableau dans lequel figurent les salinités accompagnant la descente de la mer ou l'onde de retrait de jour ($S\text{‰ JJ}$), et de nuit ($S\text{‰ JN}$); les salinités de l'onde de flot de jour ($S\text{‰ FJ}$) et de nuit ($S\text{‰ FN}$). Nous avons porté les différences entre les salinités de l'onde de retrait et celles de l'onde de flot de jour : $\Delta_J(F-J)$, et de nuit : $\Delta_N(F-J)$, et les variations entre la salinité initiale de la flaque et celle immédiatement avant sa reprise par l'onde de flot (Tableau 11).

Nous constatons que, de jour, la salinité de l'onde de flot est toujours plus élevée que celle de l'onde de retrait, de 2 ‰ en moyenne, sauf le 12.12.72, mais peut atteindre 7,2 ‰ (le 28.8.73). La nuit, ceci est encore vrai; mais l'augmentation moyenne n'est plus que de 0,25 ‰, avec une pointe à 0,80 ‰ le 28.8.73, c'est-à-dire en été.

Dans les flaques d'eau, l'augmentation de salinité est la règle générale : de jour 2,4 ‰ en moyenne (de 0,15 ‰ le 12.12.72, jusqu'à 6 ‰ le 8.03.73 où la salinité initiale avait été abaissée par la pluie); de nuit, 0,30 ‰ en moyenne.

Globalement, les flaques d'eau voient leur salinité augmenter légèrement plus que celle de l'onde de flot (2,4 ‰ contre 2 ‰ le jour; 0,3 ‰ contre 0,25 ‰ la nuit). En effet, les eaux océaniques de l'onde de flot diluent les différentes flaques d'eau qui, n'étant pas toutes à la même altitude, ne sont pas soumises au même temps d'émersion et possèdent des salinités différentes. A l'augmentation de salinité due aux flaques reprises par la première onde de flot il faut ajouter l'accroissement de salinité provenant du lessivage de la pellicule superficielle des vasières, qui, nous le verrons, varie beaucoup plus que les flaques d'eau, principalement la nuit.

Nous pouvons donc dire que les flaques d'eau et la couche superficielle des vasières font augmenter la salinité de la première onde de flot de 2 ‰ environ le jour, et de 0,25 ‰ la nuit, selon une moyenne établie sur une année.

3.4. CONCLUSIONS

Ces observations sur les flaques d'eau permettent de tirer les conclusions suivantes très importantes pour la sédimentation :

- En l'absence de pluie, il y a toujours, en été comme en hiver, le jour comme la nuit, une évaporation sensible à la surface des vasières et dans les flaques isolées ;
- cette évaporation, beaucoup plus importante le jour à cause de l'ensoleillement ou des vents, conduit à augmenter la salinité des flaques d'eau des vasières de 2,5 ‰ en moyenne (jusqu'à 6 ‰), le jour, et de 0,30 ‰ en moyenne la nuit ;
- c'est la présence de cette eau "sursalée" à la surface des slikkes qui explique l'augmentation de salinité que l'on observe dans l'onde de flot qui vient recouvrir les vasières : + 2 ‰ en moyenne le jour, mais pouvant atteindre 8 ‰, et + 0,25 ‰ la nuit.

3.4.1. CONSÉQUENCES SUR L'ÉVOLUTION GÉOCHIMIQUE des SÉDIMENTS

Dans l'onde de jusant, la salinité est variable (30 à 35 ‰). Elle représente, pour l'eau interstitielle de la pellicule superficielle, l'état initial à partir duquel se produiront les variations au cours de l'émersion, variations qui se retrouveront dans l'onde de flot par suite du lessivage plus ou moins important de la couche superficielle des vasières. Nous reviendrons sur ce problème lors de l'étude des eaux interstitielles de la pellicule superficielle des slikkes soumises à l'émersion.

Tableau 11

Station	Jour						Nuit					
	S‰ _{JJ}	S‰ _{FJ}	ΔJ _{F-J}	S‰ _{fl.iJ}	S‰ _{flR}	Δfl _J	S‰ _{JN}	S‰ _{FN}	ΔN _{F-J}	S‰ _{fl.i}	S‰ _{flR}	Δfl _N
12.12.72	33,70	33,53	-0,17	33,50	33,65	0,15	33,7	33,5	-0,20	33,4	33,5	+0,10
8.3.73	30,90	33,53	2,63	31,50	37,50	6,0	/	/	/	/	/	/
24.4.73	30,70	33,00	2,30	31,05	34,05	3,0	33,25	33,60	+0,35	33,35	33,60	+0,25
19.7.73	34,25	34,37	0,12	34,40	35,20	0,8	34,60	35,10	+0,50	34,65	34,95	+0,30
28.8.73	33,95	41,15	7,20	33,95	38,10	4,15	34,40	35,25	+0,85	34,50	35,20	+0,70
27.9.73	34,75	36,40	1,65	/	/	/	34,65	34,65	0	/	/	/
31.10.73	33,70	34,75	1,05	31,75	35,25	1,5	33,90	34,25	+0,35	/	/	/
29.11.73	33,15	33,95	0,80	31,90	33,05	1,15	33,70	33,65	-0,05	33,65	33,95	+0,30
Moyenne	/	/	1,95	/	/	2,4			+0,26			+0,32

Salinités Piédemont : $\left\{ \begin{array}{l} S‰_{JJ} \text{ onde de jasant} \\ S‰_{JN} \end{array} \right\}$ Jour ΔJ_{F-J} augmentation de S‰ de jour
Nuit ΔN_{F-J} S‰ de nuit

$\Delta fl_{J \text{ ou } N}$ augmentation S‰ des flaques Jour ou Nuit

$S‰ fl_{iJ} \rightarrow$ salinité initiale des flaques J et N
 $S‰ fl_R \rightarrow$ des flaques avant onde de flot Jour et Nuit

3.4.2. CONSÉQUENCES SUR la SÉDIMENTATION

Enfin, si nous faisons intervenir les variations thermiques décrites dans le chapitre précédent, nous constatons que cette onde de flot prend des caractéristiques très différentes au cours des saisons, et entre le jour et la nuit ;

- de jour, le premier flot d'été est beaucoup plus chaud que celui d'hiver, et surtout plus dense, malgré une température plus élevée, par suite d'une forte augmentation de la salinité ;
- de nuit, l'onde de flot d'été est beaucoup plus froide que le milieu environnant, donc relativement plus dense.

Si l'on ajoute à cela la durée du flot plus réduite, donc des courants plus violents, tout concourt à donner à cette onde de flot les possibilités maximales de remise en suspension des sédiments. Ceux-ci seront arrachés principalement dans la partie basse des slikkes, restée moins longtemps émergée, et seront repoussés en suspension vers la partie amont des vasières, parfois même sur le schorre, aux grandes marées.

Enfin, les phénomènes atmosphériques reliant accroissements de salinité et variations de température expliquent que l'action de cette onde de flot et ses conséquences sur la sédimentation soient maximales en été. Déjà, en 1919, WELSCH, à propos de l'Anse de l'Aiguillon, écrivait : "Les dépôts de vase marine sont plus considérables en été ; à ce moment, rivières et canaux qui débouchent dans l'Anse ont un débit presque nul" ; et F. VERGER (1968, p. 282) toujours à propos de la baie de l'Aiguillon : "il est possible de reconnaître un rythme saisonnier sédimentaire. La haute slikke reçoit un maximum de dépôt vers le solstice d'été", car selon VERGER, au cours de cette période, la végétation peut retenir les apports en suspension des laisses de mer en favorisant la décantation par freinage des courants.

Il est donc reconnu que c'est l'été la période où la sédimentation est la plus importante sur les vasières et les hautes slikkes. Ceci n'est pas dû seulement à l'absence de tempêtes qui dégarnissent les hautes slikkes, mais aussi à tous ces phénomènes dynamiques que nous venons d'étudier en détail et qui tous contribuent à renforcer l'action de l'onde de flot, particulièrement en été.

Ainsi, ces études dynamiques (salinité, température, courants), expliquent les phénomènes complexes observés au cours des saisons, et restés jusqu'à présent mal connus dans leur ensemble et dans leurs interférences réciproques.

Aussi, dans les chapitres suivants, nous allons pouvoir décrire le résultat de l'action combinée de ces divers facteurs : la turbidité des eaux et le mécanisme du dépôt des vases.

■■■■■■■■

CHAPITRE IV

TURBIDITÉ DES EAUX ET MÉCANISME DE DÉPÔTS

Le "colmatage" des rives des estuaires ou des vasières littorales est un phénomène bien connu, décrit par de nombreux auteurs ; au jusant, lorsque la tranche d'eau déjà peu épaisse devient pelliculaire, les eaux très turbides abandonnent une partie de leur charge sur les slikkes, dont la pente est très faible, ceci du moins tant que les courants n'ont pas acquis une puissance érosive suffisante (BOURCART et al., 1941, p. 1027). La pellicule de sédiments fins ainsi déposée à chaque cycle de marée est soumise à différentes actions physiques : percolation d'eau par simple gravité, début de tassement, dessèchement par évaporation. Ces facteurs sont renforcés par l'attraction électrostatique entre les particules fines plus proches les unes des autres, si bien que cette pellicule adhère beaucoup plus fortement au substrat vaseux à la fin de l'émergence qu'à son début. Le flot devra donc avoir une puissance érosive plus grande, pour remettre en suspension cette vase émergée, qu'une autre de même nature restée immergée dans les flaques de la slikke, dans les bras morts de l'estuaire ou dans le fond même des chenaux (GLANGEAUD 1941, p. 1023).

Pour qu'il y ait érosion, les courants ou le déferlement des vagues doivent dépasser une certaine vitesse dite critique, ou vitesse d'érosion U_{CE} , caractéristique d'un sédiment donné. Cette vitesse critique dépend de la cohésion du sédiment (C) et de sa rigidité (σ_y), elle-même fonction de la teneur en eau, de la granulométrie, de la nature minéralogique des éléments et des liaisons chimiques dans le complexe eau-sédiment (MIGNIOT, 1968).

Les sédiments arrachés se maintiendront en suspension et seront transportés tant que la turbulence des eaux reste au-dessus d'un seuil ou d'une vitesse critique dite de dépôt : U_{CD} (HARRISON et OWEN 1971, in ALLEN 1972). Cette vitesse dépend de la dimension et de la forme des particules qui engendrent un tri mécanique au cours du transport et de la décantation (GLANGEAUD 1939, p. 606 à 609) ; de la température qui modifie la viscosité de l'eau, de la salinité qui agit sur la densité et sur la formation ou la destruction des flocons ; et surtout de la concentration des suspensions, c'est-à-dire de la turbidité des eaux à l'endroit considéré.

La vitesse critique d'érosion U_{CE} est donc supérieure à celle nécessaire pour maintenir les sédiments en suspension et assurer leur transport, et cette dernière est supérieure à la vitesse critique de dépôt U_{CD} . VAN STRAATEN et KUENEN (1957, p. 343 et suivantes) décrivent les relations entre vitesses critiques d'érosion, de transport et de décantation en utilisant l'exemple de la sédimentation fine dans la mer des Wadden, région à laquelle certaines de nos vasières atlantiques françaises peuvent être comparées (VERGER 1968). Nous reviendrons sur les travaux de VAN STRAATEN et de KUENEN au cours des conclusions sur les turbidités observées sur les vasières atlantiques.

1 - BAIE DE LA VILAINE

L'examen des courbes d'isoturbidité (fig. annexes, p. 1 à 31) au cours d'un cycle de marée des différentes stations montre que les teneurs de sédiment en suspension sont très faibles par rapport

aux autres régions étudiées. Ceci est, sans nul doute, dû à la fermeture totale du barrage d'Arzal, depuis décembre 1970, qui modifie actuellement les conditions hydrologiques. Le tableau n° 12 donne les principales caractéristiques des suspensions.

Tableau 12

Tableau des caractéristiques de la turbidité en mg/l en Baie de la Vilaine entre Tréguier et le Moustoir

Stations	Coeff.	Turbidité mg/l maximum jusant	Turbidité mg/l maximum flot	Turbidité maximum décantation	onde de jusant	onde de flot	Heure maximum décantation
24.08.72	83-89	25	70	10	2000	2000	1 h 30 Av. E PM
23.10.72	109	100	50	5	1500	100	4h30 en surf. 2h au fond Av. E PM
6.3.73	103	100	100	35	26000	6000	1 h AP E PM
19.4.73	85	15	15	3	/	/	Tout le temps
17.7.73	78	50	50	15	1000	3000	2 h Ap E PM
30.8.73	105	45	130	5	5000	3000	1 h Av E PM
1.10.73	66	100	50	15	8000	4000	même heure E PM
29.10.73	75	40	500 à 100	15	12500	600	même heure E PM
26.11.73	78	40	50	13	13000	5000	1 h Av E PM
Moyenne	/	75	75	13	8500	3000	

E PM → Etale Pleine Mer

Av → Avant

Ap → Après

Poids en mg/l.

1.1. TURBIDITE MAXIMUM

On note deux périodes de forte turbidité : l'une à la fin du jusant, lorsque la tranche d'eau est supérieure à 0,50 mètre, l'autre au début du flot, lorsque l'eau recouvre la slikke 0,50 à 1 mètre d'épaisseur. Ce sont les périodes de remise en suspension, résultant de la turbulence créée par le déferlement des vagues dans les ondes de jusant et de flot. Ici, les variations sont très importantes (de 25 g/l au jusant à 100 mg/l au flot, avec des moyennes de 8,5 mg/l au jusant contre 3 g/l au flot).

L'amplitude de la marée joue un rôle secondaire dans le maximum de turbidité, car les plus fortes teneurs mesurées ne correspondent pas obligatoirement aux forts coefficients, mais parfois à des marées moyennes, l'influence de l'agitation par la houle dépassant celle des courants.

1.2. TURBIDITÉS MINIMUM : DÉCANTATION

Elles varient de 3 mg/l à 35 mg/l, avec une moyenne de 13 mg/l. Après la remise en suspension par l'onde de flot, la décantation débute très tôt et atteint toute la tranche d'eau soit une à deux heures avant l'étale de pleine mer, soit à l'étale même, rarement après⁽¹⁾. Cette décantation se prolonge jusqu'au retrait de la mer, tant que l'épaisseur de la tranche d'eau reste supérieure à 0,50 m.

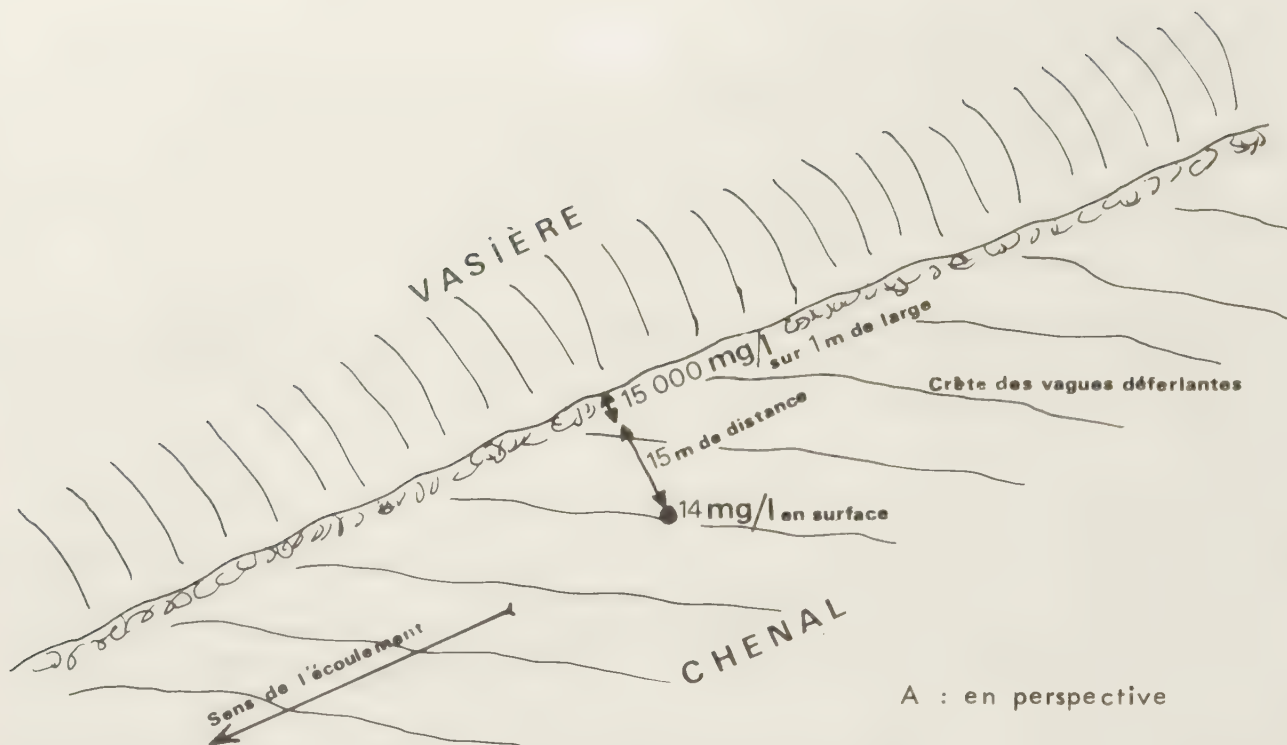
La station du 19.4.73, faite dans le chenal lui-même, sans qu'il y ait eu émergence au lieu d'observation, montre une turbidité moyenne inférieure à 10 mg/l pendant les 12 heures 30 de mesure ; il n'y a qu'un passage d'eau turbide supérieure à 10 mg/l à 20 cm du fond, accompagné d'une pointe à 75 mg/l à la fin du jusant et au début du flot. En dehors de la zone de déferlement, il n'y a pas eu de remise en suspension, si ce n'est une légère élévation de turbidité au niveau du fond, représentant un écoulement par gravité d'une eau plus turbide en provenance de la zone d'agitation par les vagues.

1.3. BILAN SÉDIMENTAIRE

Le faible transit des sédiments en suspension montre que la Vilaine n'est plus le lieu d'une forte sédimentation ; la remise en suspension est fugace, limitée au déferlement ; le temps de décantation est très long, malgré de forts courants. Cependant, en décrivant les déferlements de l'onde de flot et de celle du jusant, nous avons constaté qu'en moyenne la turbidité du jusant est nettement plus élevée que celle du flot (8,5 g/l contre 3 g/l, soit presque 3 fois plus). A chaque marée, les rives perdent une partie de leur sédiment fin par l'action prédominante du déferlement du jusant. Où vont ces sédiments ? Nous savons que le transit est faible, et que les berges sont en voie de dégradation ⁽²⁾ avec du sable en surface sur la partie haute des slikkes. Lors du jusant, le trouble important résultant du déferlement accompagne la baisse des eaux et constitue une "frange de turbulence" qui ne se dilue pas. Des mesures simultanées, le 26.11.73, faites dans la vague déferlante donnent 15,0 g/l, et à 15 mètres de cette vague, vers le centre du chenal : 14 mg/l en surface et 80 mg/l à 20 cm au-dessus du fond (fig. 17). Le nuage de sédiment remis en suspension ne gagne pas le centre du chenal, mais reste sur le bord où il est entraîné horizontalement vers l'aval par le jusant. La frange turbide accompagne la baisse du niveau de la mer, et conduit petit à petit les sédiments en suspension au niveau des basses mers, vers le chenal.

(1) Ouverture des vannes du barrage

(2) Voir paragraphe 1. 2. p. 196 sur la granulométrie de la pellicule superficielle des slikkes de Tréhiguier



HAUTE SLIKKE

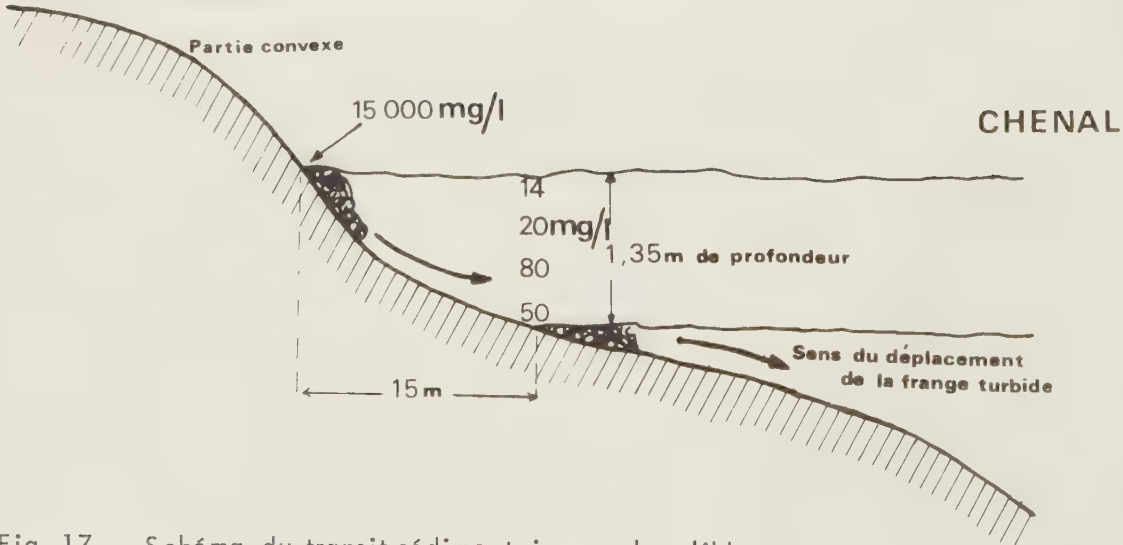


Fig. 17.- Schéma du transit sédimentaire sur les slikkes de la baie de la Vilaine (Tréguier).

A marée montante, la zone de trouble due aux vagues remonte ces berges, mais en y rapportant moins de sédiments fins. En effet, pendant l'émersion, les sédiments se sont fixés à la vase dans la partie basse des rives du chenal. Le déferlement des vagues de flot doit donc, pour les éroder, fournir une énergie beaucoup plus grande que celle des vagues de jusant qui ont attaqué un sédiment resté immergé. Ainsi, à chaque cycle de marée, les hautes berges perdent une partie de la fine fraction de leur couche superficielle au profit de la partie basse de la berge, et même du chenal. Du point de vue morphologique, cela se traduit par des hauts de berge très fermes, à prédominance sableux, où il est possible de marcher sans trop de peine, alors qu'il est impossible d'accéder au chenal tant la vase est molle.

Ainsi, depuis la fermeture du barrage d'Arzal, il y a érosion des hautes slikkes et absence de sédimentation. Il n'existe plus qu'un faible transit des éléments fins de la partie haute des vasières vers leur partie basse et vers le chenal. Les vasières de l'estuaire de la Vilaine, dans les environs de Tréhiguier - Le Moustoir, sont donc "mortes" ou en voie de régression, mettant en évidence un triage mécanique sélectif qui permet de concentrer le sable très fin en haut des rives alors que la vasière s'étend dans les parties basses.

Le régime hydrodynamique est différent entre basse et haute rive : dans les bas niveaux, l'onde de flot passe rapidement, remet des sédiments en suspension et les repousse vers le haut. Au sommet des rives, des chenaux ou en bordure des vasières, l'action prolongée du déferlement par la houle qui y parvient au cours de l'étale de pleine mer "lessive" les éléments fins apportés par ce flot, et ne laisse subsister que la fraction grossière (silts, sables fins et débris coquilliers). C'est cette différence hydrodynamique qui semble être responsable de la présence de plages de sable et même de dunes sableuses en bordure des vasières, tels que l'on en trouve, en Baie de Bourgneuf, entre la Bernerie et le Collet, phénomène auquel s'ajoute un transit sableux depuis la mer ouverte (environs de Préfaïlles) jusqu'au port du Collet (voir GOU-LEAU, 1968, p. 70).

2 - RADE du COLLET (BAIE de BOURGNEUF)

Avant de décrire les variations de la turbidité dans la rade du Collet, rappelons les résultats des chapitres précédents ; la montée de la mer est plus courte que la descente, d'environ 2 à 3 heures, provoquant un flot plus rapide et plus soutenu que le jusant ; les influences fluviales se font sentir lors des crues, principalement en hiver, lorsque la porte-écluse du Collet met en communication directe la mer avec le Falleron, les étiers et les chenaux du Marais Breton.

Comme pour la baie de la Vilaine, nous pouvons différencier deux périodes de remise en suspension encadrant une période de décantation.

2.1. REMISE en SUSPENSION LORS du RETOUR de la MER APRES la MARÉE BASSE

2.1.1. SUR les VASIERES

Au flot, lorsque la mer déborde sur les vasières⁽¹⁾, la remise en suspension provoque une turbidité qui varie de 100 mg/l (le 28.7.72) à 4800 mg/l le 7.9.71, soit 1000 mg/l en moyenne.

Aux forts coefficients de marée correspondent les turbidités les plus élevées (fig. 18), mais les vents de secteur ouest, venant de l'océan, peuvent augmenter la remise en suspension, même lors des plus faibles marées. Ainsi, à Mouillepie, le 17.9.73, un vent d'ouest force 5 donne une turbidité de 1000 mg/l. Nous retrouvons donc ici la prédominance de l'agitation de la mer sur l'amplitude de la marée.

(1) cote 1,40 m sur les figures pour les stations Mp et cote 1,80 m pour les stations CMp et C.

Tableau 13

Caractéristiques de la turbidité en mg/l dans la baie de Bourgneuf

Stations	Coef.	Turbidités max. fin jus. vasière	Turb. max. fin J.chen	Turb. max. Fl. Vas.	Turb. max. Fl. chen.	Turb. max. décantation	Maxi Heure/ marée haute	Turbidité résiduelle	Vent
Mp.7.9.71	105	1000	1000	4800	4000	35	m heure	/	E 2 à 3
Mp 7.10.71	107	1000	5000	1500	1000/ 2500		2 h après	/	E 1
Mp 22.12.71	75	700	10000	1000	5000/ 10000	55	/	/	E 1 à 3
Mp 28.7.72	90	30	1000	100	500	60	2 h après	/	N E
Mp 11.8.72	95	400	2000	800	2000/ 2500	15	marée haute	/	N E
Mp 23.8.72	70	50	300	300	500	100	/	/	N E
Mp 13.9.72	65	300	2000	1200	1500/ 3000	50	2 h après	/	W
CMp 17.10.72	34	50	200	170	200/ 400	20	2 h après	200	N E
C 6.12.72	73	80	600	360	1000/ 2300	80	3 h après	800	W S
C 20.2.73	99	200	250	300	3000/ 15000	200	2 h après	900	NW ₁
C Mp 4.4.73	106	120	400	1500	2000/ 6000	100	3 h après	3100	SW 1 à 2
Mp 4.6.73	91	200	3000	350	500/ 800	60	1 h après	180	NE 1 à 2
Mp 3.7.73	95	2700	4000	1200	4000	50	2 h après	500	N E ₁
Mp 31.7.73	103	1000	1000	1000	2000/ 4500	35	2 h après	500	N E ₂
CMp 17.9.73	78	90	1000	1000	3000	80	3 h après	1000	W ₅
C 15.10.73	90	200	300	1800	2000/ 7000	180	2 h après	3000	W ₅ à 6
C 12.11.73	99	1200	1000	1000	1000/ 1300	250	1 h après	2300	W ₂ à 3
Moyenne	/	500	2000	1000	2000	80	2 h après	1250	/

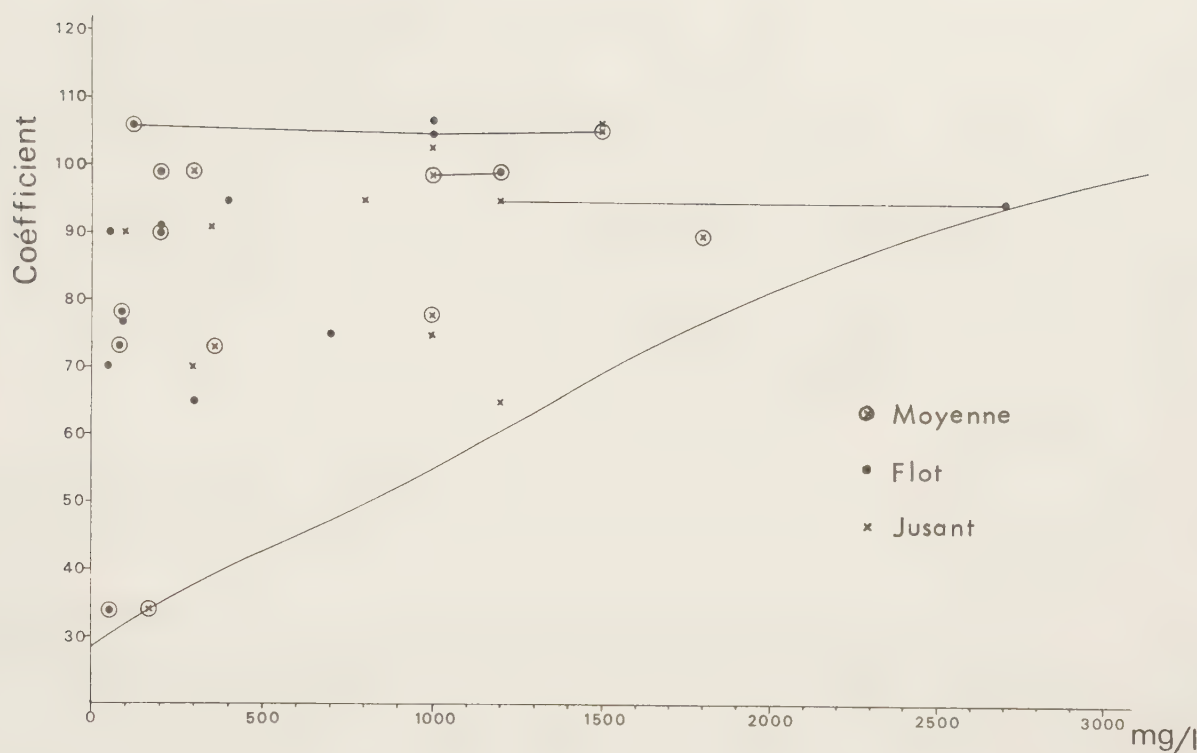


Fig. 18.— Maximum de turbidité en fonction du coefficient de marée, en Baie de Bourgneuf.

Aussi, sur les vasières, la remise en suspension se produit surtout par le déferlement des vagues ; le rôle des courants, moins important, se limite au maintien en suspension et au transport vers les hautes slikkes à marée montante et vers les chenaux à marée descendante.

2.1.2. DANS le CHENAL

La remise en suspension y est encore plus importante, avec 2000 mg/l en moyenne, pouvant atteindre 5000, 10000 mg/l (le 22.12.71) ou même 15000 mg/l (le 20.2.73). Ces maxima se localisent au niveau du fond, dès l'amorce du flot et sont très fugaces, durée de 30 minutes environ. Il semble que le début du flot reprenne une "crème de vase" déposée au fond des chenaux ; mais cette crème se dilue à la marée montante, lorsque le courant la repousse vers la côte. En effet, nous avons retrouvé à deux reprises une "couche crème" (le 11.08.72 : 170 g/l et le 13.9.72 : 80 g/l) dans le fond du chenal, sous 0,50 m d'eau, malgré un fort courant en surface.

2.2. REMISE en SUSPENSION LORS du RETRAIT de la MER en FIN de JUSANT

2.2.1. SUR les VASIERES

Du fait de la moindre profondeur, de l'agitation par la houle et du courant, une remise en suspension des sédiments déposés au cours de la marée haute se produit lors du retrait de la mer, en fin de jusant. Cette remise en suspension est nettement moins élevée que celle de l'onde de flot : 500 mg/l en moyenne (de 50 mg/l le 23.8.72 à 2700 mg/l le 3.7.73). Là encore, les conditions météorologiques (agitation par la houle) sont prédominantes sur l'amplitude de la marée.

2.2.2. *DANS le CHENAL*, la remise en suspension est analogue à celle du flot (2 000 mg/l en moyenne, allant de 200 mg/l le 17.10.72 à 10 000 mg/l le 22.12.71).

En résumé, sur les slikkes, les remises en suspension sont plus importantes à marée montante qu'à marée descendante ; le flot est plus fort et l'agitation est plus élevée qu'au jusant. Il y a donc un abandon de charge sédimentaire entre la montée et la descente du niveau de la mer sur la partie haute des slikkes. Par contre, dans le chenal, les remises en suspension sont équivalentes au jusant et au flot. Ce paradoxe s'expliquera par l'étude de la décantation au paragraphe suivant.

2.3. PHÉNOMENES de DÉCANTATION au COURS des MARÉES

2.3.1. A MARÉE HAUTE

Il n'y a pas lieu de distinguer les phénomènes sur les slikkes et dans les chenaux, car à marée haute les différences de niveaux importent beaucoup moins qu'à marée basse, et les courants sont de forces analogues.

Entre les deux périodes de remise en suspension, les eaux turbides perdent leur charge par simple décantation. Au flot, elle se fait d'abord lentement, car les courants restent toujours assez forts pour maintenir une certaine turbulence ; seules les couches superficielles des eaux deviennent plus claires. Le maximum de décantation n'intervient qu'après l'étale de pleine mer, lorsque les courants s'annulent (en général une à deux heures après l'étale, c'est-à-dire en période de descente des eaux). Le dépôt se continue après l'amorce du jusant, où les courants sont plus faibles qu'en flot. Cette décantation est loin d'être complète, il reste en moyenne 80 mg/l de sédiment en suspension, allant de 15 mg/l (le 28.7.72) à 250 mg/l (le 12.11.73) au moment de la décantation maximum au cours d'un cycle de marée. C'est l'agitation des eaux par les vents qui est responsable du maintien d'une certaine turbidité résiduelle : par vents du large, on trouve toujours plus de 100 mg/l alors que par vents de terre, on atteint des minima toujours inférieurs à 60 mg/l.

2.3.2. A MARÉE BASSE

En l'absence de chasse par ouverture des écluses, la décantation se produit dans le chenal deux heures avant l'étale de basse mer. Après la remise en suspension, à la fin du jusant, il s'amorce une légère décantation dans le chenal, malgré l'arrivée des eaux de ruissellement des vasières. Notons que ces eaux de ruissellement sont beaucoup plus claires que celles du chenal lui-même ; le 23.08.72, nous avons trouvé les valeurs de trouble suivantes :

	Dans le chenal	Ruissellement
9 h 30	1 200 mg/l	320 mg/l
10 h 20	800 mg/l	100 mg/l

Il est important de noter le faible apport en suspension par les eaux de ruissellement des slikkes car ces eaux ont un pouvoir érosif faible malgré les chutes, cascades qui peuvent sillonner leur parcours dans les petits ruisseaux (creeks).

La décantation des suspensions provoque la formation d'une "crème de vase" dans les bas niveaux (fig. 19) et sur les bordures du chenal. Cette "crème" ne bouge pratiquement plus du fait de sa forte densité et de la viscosité qui en résulte. Nous pouvons trouver 170 g/l au ni-

veau du fond sur 30 centimètres d'épaisseur, alors que la couche d'eau supérieure soumise au courant ne fait que 220 mg/l (le 11.8.72). C'est cette "crème de vase" qui est reprise par l'onde de flot, qui la dilue et la repousse vers l'amont.

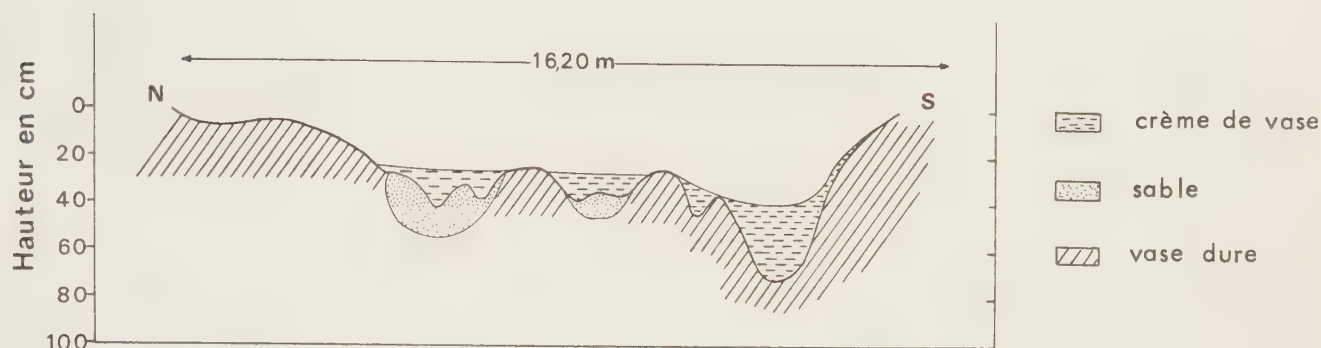


Fig. 19. — Coupe du chenal à Mouillepiéd.

En résumé, il faut noter que la décantation se fait en fin de marée haute, et qu'elle se continue au cours du jusant, provoquant ainsi sur les hautes slikkes un dépôt des sédiments que va fixer l'émersion. Dans les chenaux, par contre, la décantation ne donne lieu qu'à une "crème de vase" qui reste facilement "mobilisable" et donc fugace.

2.4. BILAN DYNAMIQUE des TURBIDITES

En différenciant les diverses phases de remises en suspension et de décantation, nous pouvons dresser un bilan des sédiments en mouvement au cours d'un cycle de marée.

La différence, exprimée en mg/l, entre la somme des turbidités montantes, et la somme des turbidités descendantes, prises à intervalles réguliers, peut donner une indication globale sur la masse de sédiment "piégée" sur les slikkes lors du retrait de la mer. C'est ce que nous avons appelé "turbidité résiduelle" (par analogie au débit solide résiduel d'ALLEN, 1972).

En poids, ces "turbidités résiduelles" sont de 1250 mg/l en moyenne, variant de 400 mg/l sur la base slikke à 1300 mg/l sur la haute slikke. Il existe donc toujours une perte de matériaux d'autant plus forte que l'altitude des slikkes est élevée.

Toutefois, il convient de traduire cette perte en épaisseur de sédiments déposés à la surface de la vasière, plutôt qu'en poids. Compte tenu des volumes d'eau déplacés, et d'une densité de 1,2 pour les vases fraîchement déposées, on arrive à une épaisseur, à chaque cycle de marée, de 0,015 mm, soit 15 μ pour des "turbidités résiduelles" de 1250 mg/l (haute slikke) ou de 0,005 mm, soit 5 μ pour 400 mg/l (basse slikke), ce qui donne environ 1 centimètre par an pour la moyenne des deux cas.

Ce chiffre, très grossièrement estimé, est cependant confirmé par MOUNES (1974, p. 377) : en 150 ans, à la balise de Mouillepiéd, la slikke est passée de la cote + 1 m C.M. à la cote + 2,80 m C.M., soit une augmentation verticale de 1,80 m, donc un peu plus de 1 centimètre par an. Cette indication est valable statistiquement pour toute la surface de la slikke, en général, et pour une période d'un an, mais nous avons pu observer, localement et maintes fois, des taux de sédimentation beaucoup plus élevés : il peut se déposer 5 cm de vase en 15 jours sur les pontons du port du Collet !

En conclusion, l'étude de la turbidité de la rade du Collet montre qu'il existe un apport constant de sédiments fins à la côte. Ceci résulte d'une décantation tardive au cours du cycle de marées ("settling lag effect" de VAN STRAATEN et KUENEN, 1957) pendant le jusant, alors que le flot repousse sans cesse à la côte les sédiments repris par l'érosion de l'onde de jusant.

Il se pose alors le problème de l'origine de ces fortes turbidités sans cesse renouvelées, malgré un déficit constant. Nous avons eu l'occasion, dans une étude antérieure (GOULEAU, 1968) de montrer que cette réalimentation en sédiments fins se faisait par l'estuaire de la Loire qui au moment des crues fluviales rejettent d'énormes masses sédimentaires en suspension, qui sont repoussées dans la Baie de Bourgneuf par un flot quasi continu, pendant plusieurs jours, lors des marées de morte-eau.

3 - ANSE DE L'AIGUILLON

L'hydrodynamique de l'Anse de l'Aiguillon est conditionnée par la Sèvre Niortaise. La marée est dissymétrique ; la montée est plus courte que la descente d'environ 3 h 30 à 4 h, période où le jusant se cantonne au chenal seul. La renverse jusant-flot, à marée basse, se fait très rapidement, en quelques minutes, tandis que la renverse flot-jusant a lieu à l'heure de l'étale de pleine-mer ; le jusant s'établit plus ou moins vite selon le débit fluvial de la Sèvre Niortaise, lentement en période d'étiage, brusquement, et en surface, aux moments des crues.

3.1. REMISES en SUSPENSION LORS du RETOUR de la MER

3.1.1. DANS le CHENAL ou la SEVRE NIORTAISE

La remise en suspension maximale a lieu une demi-heure à une heure trente après la renverse des courants. Elle affecte toute la tranche d'eau occupant le chenal : de 1 m à 1 m 60. Sur 11 cycles de marée étudiés, 8 présentent cette onde turbide, avec gradient vertical, dont la teneur en sédiment varie de 2 g/l (22.2.73) à 15 g/l (23.11.72) avec une moyenne de 7 g/l.

De façon générale, plus le coefficient de marée est élevé, plus la remise en suspension est forte ; mais l'action des vents est importante : par coefficient 60 (le 17.10.73) avec des vents de force 3 à 4, on trouve une turbidité de 12,5 g/l, comparable à celle trouvée par coefficient 94 (le 23.11.72) par temps moyen (fig. 20).

3.1.2. SUR la SLIKKE

Cette vague turbide subsiste assez longtemps pour être rejetée sur les slikkes ⁽¹⁾ avec une teneur moyenne de 0,55 g/l variant de 0,2 g/l à 1,1 g/l, qui s'enrichit avec la remise en suspension du clapot (0,730 g/l le 2.8.73, avec 0,410 g/l dans le chenal).

3.2. REMISES en SUSPENSION LORS du RETRAIT de la MER

3.2.1. DANS le CHENAL

Les violents courants de la Sèvre Niortaise provoquent une augmentation de la turbidité dans le chenal vers la fin de la marée basse (1,5 g/l en moyenne, variant de 0,3 g/l à 3,3 g/l). Cette remise en suspension est cependant moins forte que celle de l'onde de flot ; mais elle se poursuit et augmente à marée tout à fait basse, lorsque les slikkes sont émergées et que la Sèvre Niortaise provoque de forts courants vers l'aval ; aussi, le chenal draine une eau très turbide, avec des teneurs de 1 à 3 g/l.

(1) Cote +3 m C.M. sur les schémas des courbes d'isoturbidité (en annexe).

Tableau 14

Caractéristiques de la turbidité en mg/l dans l'Anse de l'Aiguillon.

Stations	Coeff.	Turbid. Max. fin jus. Vas.	Turb. max. fin jus.chen.	Turb. max. Fl. Vas.	Turb. max. fl. chen.	Turb. mini milieu décantation	maxidécant. marée haute	Turbidité résiduelle	Vents
25.7.72	70	150	3300	150	500	20	1 h après	- 1900	W 2 à 3
6.9.72	84	35	300	65	500	10	1h30 après	/	0
23.11.72	94	185	2000	800	15000	60	1 h après	8000	W 2 à 3
22.2.73	75	100	1500	200	2300	100	1h30 après	- 3800	W-NW 2 à 3
6.4.73	97	100	1500	690	7600	90	1 h après	2800	NW 3 à 4
6.6.73	70	100	350	350	5000	35	1h30 après	- 300	NE 4
5.7.73	82	110	750	1100	3500	/	/	/	SW 4 à 6
2.8.73	98	50	900	400	7500	35	2 h après	6200	W 2 à 3
19.9.73	51	60	600	200	500	20	1 h après	- 500	W 2
17.10.73	60	100	2000	500	12400	50	1 h après	4000	NNE 3 à 4
14.11.73	80	100	3000	750	5000	80	1 h après	7500	NW 4 à 5
Moyenne	/	100	1500	500	6000	50	1 h après	2200	/

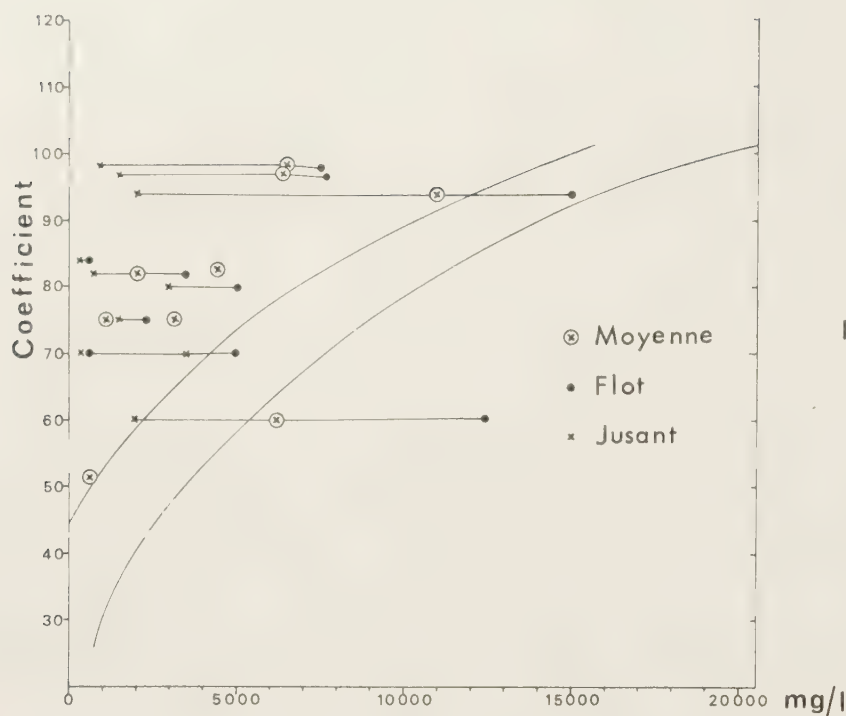


Fig. 20.- Maximum de turbidité en fonction du coefficient de marée, en Baie de l'Aiguillon.

C'est le refoulement, par le flot, de cette eau chargée qui forme cette onde très turbide avec remise en suspension des sédiments. Il se formerait aussi une sorte de "bouchon vaseux" (1) qui, étalé au début du flot, remonterait sur les slikkes au cours de la marée montante.

3.2.2. SUR la SLIKKE

La remise en suspension est très faible et les turbidités n'atteignent jamais les valeurs du flot débordant sur les vasières à partir du chenal ; les teneurs limites vont de 35 mg/l à 200 mg/l avec une moyenne de 100 mg/l. A basse mer, il restera donc sur les slikkes une pellicule de vase, fraîchement déposée au cours de la marée haute qui n'a pas été reprise par l'onde de jusant.

3.3. DÉCANTATION des EAUX TURBIDES

Une première décantation suit la remise en suspension provoquée par le flot. Elle commence dès que l'onde turbide est passée, mais elle n'atteint son maximum qu'à marée haute, et se prolonge au cours de la descente de la mer, malgré la violence des courants de surface. La turbidité atteint un minimum moyen de 50 mg/l, mais peut descendre à 10 mg/l seulement par absence totale de vent (le 6.9.72), ou rester supérieure à 100 mg/l par fort vent établi (le 22.2.73). La décantation intéresse toutes les masses d'eau, principalement celles qui recouvrent les slikkes, où l'eau qui se retire contient à peine 100 mg/l en moyenne. Il y a donc à chaque marée un certain volume de sédiments déposés en fin de marée haute sur la surface des vasières, et principalement dans la partie haute.

(1) Ce «bouchon vaseux» est d'autant plus net que le gradient horizontal de salinité est élevé : voir les stations du 23.11.72 où $S_{\text{‰}}$ passe de 1 à 33 ‰ et du 19.9.73 où la $S_{\text{‰}}$ reste voisine de $36,3 \text{ ‰} \pm 0,1 \text{ ‰}$. Le «bouchon vaseux» se déplacerait en avant d'une onde saline verticale et non en avant d'un coin salé.

Dans le chenal, à marée basse, il ne se produit pas de décantation à proprement parler, mais lors de la renverse jusant/flot, il y a une baisse de la turbidité qui tombe à la moitié de celle existant au moment des forts jusants. Il se formerait ainsi une sorte de "bouchon vaseux", avant l'étale de basse-mer lors de l'annulation du jusant. Ce stock ainsi accumulé sera refoulé par le flot sur les vasières ou en amont du chenal.

3.4. BILAN DYNAMIQUE de la TURBIDITÉ

Comme pour la Rade du Collet, l'étude des turbidités lors de la succession des phases de remises en suspension et de décantation permet de dresser un bilan sédimentaire dans le chenal et sur les vasières latérales.

3.4.1. DANS le CHENAL

En considérant toute la tranche d'eau analysée au cours des différents cycles de marée, nous trouvons une "turbidité résiduelle" de 2,2 g/l entre les apports du flot (8,2 g/l) et les départs du jusant (6 g/l); mais ce déficit peut atteindre, dans certaines conditions, 8 g/l (le 23.11.72 et le 14.11.73). Toutefois, ce phénomène peut s'inverser temporairement (c'est-à-dire qu'il repart plus de sédiment qu'il n'en arrive) par fortes décharges fluviales (25.7.72, 22.2.73, 6.6.73 et 19.9.73). En réalité, sur l'année entière, le bilan reste favorable aux apports qui fixent des sédiments sur les vasières.

En reprenant les mêmes calculs que pour la Rade du Collet, nous voyons que sur 3 mètres d'eau, ces 2,2 g/litre de "turbidité résiduelle" correspondent à un dépôt de 5,5 cm par an, chiffre qui semble excessif. Il doit être corrigé par les périodes où le déficit s'inverse par expulsion de matériaux dans le chenal. De plus, l'alternance des pertes ou des gains de charge en suspension (entre le flot et le jusant) dans le chenal expliquerait la formation temporaire du "bouchon vaseux" qui se déplacerait au gré des marées, et enverrait des "langues turbides" sur les vasières selon les marées, les vents ou les débits de la Sèvre Niortaise.

3.4.2. SUR les VASIÈRES

Le déficit entre les turbidités des eaux arrivant sur la slikke et celle des eaux repartant au jusant est de 1,35 g/l en moyenne, et dépassent même 3,00 g/l (le 14.11.73). Ici le bilan est toujours positif et les calculs en sont facilités. Pour une épaisseur d'eau moyenne de 1,50 m, la "turbidité résiduelle" de 1,35 g/litre provoque une élévation de la slikke de 1,2 cm par an. Ce chiffre est très inférieur à ce que VERGER (1968, p. 279) a mesuré entre 1954 et 1960 au lieu-dit "les Misottes des Wagons", situé sur la rive droite de la Sèvre Niortaise et distant de notre lieu d'observation d'environ 3 km ; à savoir :

- sur le schorre typique : 10 mm/an,
- sur la marge du schorre maritime : 60 mm/an,
- talus supérieur de la haute slikke : 140 mm/an,
- haute slikke au-dessous du tapis d'halophytes :
 - a → au-dessus des dernières touffes de Spartines → 100 mm/an
 - b → au-dessous des " " " → 60 mm/an,

soit une moyenne de plus de 70 mm par an à la limite schorre-haute slikke. Par contre, notre chiffre est très voisin de l'estimation de CARATINI (1968), se basant sur l'analyse pollinique des sédiments de l'Anse récoltés par carottages ; sur 110 ans (de 1850 à 1960) il se serait déposé environ 1 mètre de sédiment, soit une moyenne d'environ 1 cm par an sur l'ensemble de l'Anse de l'Aiguillon.

Ces variations sont à rapporter au fait que VERGER a travaillé sur la haute slikke, zone où la sédimentation est maximale, alors que nos mesures se localisent à proximité des rives de la Sèvre Niortaise. Quant à CARATINI, ses observations (sur 110 ans) ont été faites au centre de l'Anse, et ont une valeur moyenne d'ensemble, qui confirme nos calculs, du même ordre de grandeur.

En résumé, sur les vasières de l'Aiguillon, la remise en suspension de la fin du jusant est plus faible que celle du flot naissant. La décantation est tardive, et se produit surtout au cours de la marée descendante. Dans le chenal (Sèvre Niortaise), il semble exister un "bouchon vaseux" qui oscille avec les marées, "bouchon" qui est dilué et répandu sur les hautes slikkes où les eaux abandonnent une grande partie de leur charge. A chaque marée basse, une couche de vase fraîchement déposée recouvre la slikke et sera soumise aux effets de l'émersion qui en assurent la fixation. Le taux annuel de sédimentation est en moyenne 1 à 1,2 cm pour l'ensemble de l'Anse de l'Aiguillon.

4 - BAIE d'OLÉRON — SLIKKE de PIÉDEMONT

La slikke de Piédemont est isolée de l'estuaire de la Charente par la Pointe de Piédemont et l'île Madame. Aussi, il y a très peu d'apports d'eau douce, les courants sont faibles, les courbes de marée sont très dissymétriques, avec une montée rapide et une baissée très lente.

Comme dans les baies de Bourgneuf et de l'Aiguillon, on observe deux périodes de fortes turbidités encadrant une période de faible teneur en suspension.

4.1. TURBIDITÉ lors de l'ARRIVÉE de l'ONDE de FLOT

La première onde de flot est très turbide : de 0,8 g/l jusqu'à 12 g/l, avec une moyenne de 5 g/l. Elle est fonction du coefficient de marée ; aux vives-eaux correspondent les fortes turbidités (8.3.73), mais elle peut être très élevée, par coefficient moyen, sous l'effet de l'agitation due au vent et à la houle (exemple du 21.6.73, coefficient 64, turbidité de 8 g/l) (Tableau 15).

Influence de l'émersion du jour ou de la nuit

Les conditions météorologiques restant identiques pendant 24 heures, sans changement de vent, nous avons observé un comportement différent pour la remise en suspension par les ondes de flot de jour et de nuit. Lorsque la remontée de la mer succède à une marée basse ayant subi un maximum d'insolation, l'onde turbide est en général moins élevée que celle créée par le flot nocturne. Cependant, en été, il arrive que les brises marines sont plus importantes le jour que la nuit. Nous trouvons alors le phénomène inverse, avec turbidité plus forte le jour que la nuit, par exemple :

19.7.73

Nuit → 2800 mg/l → vent du 260° → 6 nœuds
Jour → 3800 mg/l → vent du 240° → 15 nœuds

28.8.73

Nuit → 5000 mg/l → vent du 300° → 3 nœuds
Jour → 12500 mg/l → vent du 300° → 11 nœuds

27.9.73

Nuit → 6200 mg/l → vent du 320° → 4 nœuds
Jour → 4000 mg/l → vent du 320° → 3 nœuds

Tableau 15

Caractéristiques de la turbidité en mg/l dans la baie d'Oléron

Stations	Coeff.	Turb. max. flot A M	Turb. max flot N	Turb. max. jusant M	Turb. max. jusant N	Turb. mini décantation	Heure mini T marée haute	Turbidité résiduelle	Vents
8.08.72	79	1500	/	750	/	/	/	/	NNE
22.09.72	96	400	/	70	/	15	2 h après	800	NE à E 5 m/s
12.12.72	58	700	800	800	/	650	2 h après	2000	SSE 6 à 12m/s
8.03.73	100	<u>4000</u>	<u>47000</u> 8000	900	/	80	2 h après	8000	NNE 6 à 8m/s
24.4.73	45	1800	3000	3500	1700	450	1 h après	500	WNW 14 à 10m/s
21.6.73	64	6000	8500	5000	5000	200	2 h après	11600	NE NNW 4 à 6m/s
19.7.73	79	3800	2800	2000	2000	200	2 h après	2600	W WSW 8 à 14m/s
28.8.73	100	12500	5000	70	1000	35	2 h après	6500	NNE 6 à 2m/s
27.9.73	102	4000	6200	2100	1000	55	2 h après	4900	NW à N 8 à 4m/s
31.10.73	66	5500	8000	40	115	40	2 h après	8600	ENE E 8 à 4m/s
29.11.73	69	6000	7000	1600	1500	400	2 h après	8500	NNE à NE 8 à 6m/s
Moyenne	/	4200	5500	1500	1700	200	2 h après marée haute	6300	/

31.10.73

Nuit → 8000 mg/l → vent du 60° → 3 nœuds
Jour → 5500 mg/l → vent du 120° → 2 nœuds

29.11.73

Nuit → 35000 mg/l → vent du 60° → 3 nœuds
Jour → 6000 mg/l → vent du 20° → 6 nœuds

De ces observations, on tire les conclusions suivantes : les émerisions diurnes et ensoleillées ont un rôle particulièrement important sur la "fixation" de la pellicule superficielle de la vase ; mais l'agitation de l'onde de flot par des vents plus ou moins forts reste prédominante pour la remise en suspension des sédiments.

4.2. TURBIDITÉ LORS du RETRAIT de la MER — JUSANT

Le deuxième maximum de turbidité se produit lors du retrait de la mer, vers le mi-jusant dans l'ensemble de la baie d'Oléron. Il est toujours inférieur au maximum de turbidité de l'onde de flot précédente (40 mg/l à 5000 mg/l, avec une moyenne de 1500 mg/l). Les différences de turbidité des eaux lors du retrait de jour et du retrait de nuit sont minimes. Cependant, les valeurs minimales se rencontrent dans l'onde de retrait du matin (les 28.8.73 et 31.10.73 par exemple), ce qui provoquera, parfois, un dépôt plus important sur la slikke immédiatement avant l'émerision diurne. Ainsi, la fixation des sédiments par l'exposition au soleil intéressera une épaisseur plus importante de sédiments fins fraîchement déposés.

Le rôle primordial des émerisions lors des insulations maxima est ainsi encore accentué et favorise davantage l'accroissement des vasières.

4.3. MINIMUM de TURBIDITÉ : PHÉNOMÈNE de DÉCANTATION

La période de décantation maximale arrive tardivement, (une à deux heures après l'étale de pleine mer). Tous les diagrammes d'isoturbidité présentent une configuration en V, décalée par rapport au maximum de la marée.

Le minimum de charge en suspension au cours de la décantation est fonction de l'agitation de la mer par le vent : près de la côte, de 35 mg/l par vent de NNE de 2 à 6 nœuds ; de 400 à 650 mg/l pour des vents de secteur W de 10 à 15 nœuds. La décantation est loin d'être parfaite : une turbidité minima de 200 mg/l en moyenne traduit ainsi l'action prédominante de l'agitation des eaux qui empêche le dépôt des particules fines.

4.4. BILAN DYNAMIQUE des TURBIDITÉS

Par suite des remises en suspension et de la décantation tardive, la turbidité résiduelle est de 6 g/l (moyenne sur une année, pour 10 cycles de marée) entre les eaux montantes et descendantes. Si l'on considère qu'il y a un mètre d'eau en moyenne sur la haute slikke pendant la marée haute, avec une turbidité résiduelle de 6 g/l, les calculs faits dans les mêmes conditions que pour les autres lieux conduisent à une épaisseur d'environ 3,5 cm par an ; c'est le taux de sédimentation le plus élevé que nous ayons obtenu pour les 3 régions étudiées.

Nous avons pu observer que des "riganes" (creeks), dont la profondeur par rapport à la slikke est d'environ 15 cm, peuvent être pratiquement comblées par une crème de vase en un mois environ. D'autre part, plus au large, autour des rochers de l'Estrée, des parcs à huîtres, construits il y a une vingtaine d'années à la surface de la basse slikke et régulièrement nettoyés, se trouvent actuellement à environ 30 à 40 cm au-dessous du niveau moyen des vasières actuelles. Ces obser-

ventions partielles montrent bien un taux de sédimentation très élevé sur les slikkes nord-orientales de la baie d'Oléron. A chaque retrait de la mer, il reste une fine pellicule de sédiments frais qui, grâce à l'action du soleil lors de l'émersion diurne et en l'absence d'agitation de l'onde de flot, restera fixée sur la vasière et contribuera à l'élévation rapide du niveau des slikkes.

5- NATURE des SUSPENSIONS

La nature minéralogique qualitative des suspensions des quatre régions étudiées montre le cortège des minéraux principaux suivants :

Quartz dominant,
Feldspaths ,
Plagioclases ,
Calcite ,
Dolomie ,
Minéraux argileux (très abondants),
 Illite ,
 Kaolinite ,
 Montmorillonite et complexes gonflants ,
 Chlorite .

5.1. VARIATIONS GÉOGRAPHIQUES

Les seules variations de ce cortège minéral sont d'ordre géographique : présence plus ou moins abondante de la dolomie ; les baies de Bourgneuf et de l'Aiguillon en sont bien pourvues ; la teneur est comparable à celle de la calcite (5 %), tandis que dans les baies de la Vilaine et d'Oléron, elle n'est présente qu'à l'état de traces ou bien même absente.

5.2. VARIATIONS AVEC la MARÉE

Au cours de la décantation, les suspensions voient leur cortège minéralogique se modifier ; quartz, feldspaths et plagioclases disparaissent lorsque les turbidités deviennent inférieures à 30 mg/l et 40 mg/l pour les baies de la Vilaine et de Bourgneuf, mais restent toujours à l'état de traces pour les baies de l'Aiguillon et d'Oléron. Calcite et dolomie restent plus longtemps en suspension que le quartz et les feldspaths-plagioclases, sans doute par suite de leur plus grande finesse. Les minéraux argileux restent en proportions voisines et ne montrent pas de sédimentation différentielle.

En réalité, tous ces éléments minéraux constituant les suspensions se retrouvent mélangés dans la pellicule superficielle où il est impossible de mettre en évidence une sélection différentielle. En effet, les cheminements des particules sont trop courts, et l'agitation permanente des eaux homogénéise les suspensions.

Par contre, la présence des minéraux "en grains" (silts), quartz-feldspaths-plagioclases, et dolomie dans les baies de la Vilaine et de Bourgneuf, traduit une fraction plus grossière des suspensions. Dans la Vilaine, nous avons parlé d'un triage mécanique lors de la remise en suspension par l'onde de jusant qui entraîne (à doses très minimes) les éléments colloïdaux vers la mer, en abandonnant les sables les plus grossiers en haut des vasières, mais en emportant la fraction fine de ces sables qui sédimentent très rapidement.

Par contre, dans la Baie de Bourgneuf, les sédiments du large sont plus sableux et la fraction la plus fine de ces sables arrive à s'étendre sur les vasières, surtout lors des tempêtes de secteur ouest. Ces grains fins seront remis en suspension par les ondes de flot et de jusant, et vont re-

tomber sur la vasière assez rapidement, avant les fractions argileuses. Dans la baie de l'Aiguillon, il n'existe pratiquement pas de stock de sable disponible, si ce n'est tout à fait à l'extérieur de la baie, dans les pointes d'Arçay et de l'Aiguillon. Enfin, dans la baie d'Oléron, le lieu d'observation étant éloigné des zones à forts courants qui pourraient apporter des éléments silteux, le quartz, les feldspaths-plagioclases sont très fins, de dimensions voisines des minéraux argileux, et ne montrent pas de sédimentation différentielle aussi nette que dans les deux premières régions.

En conclusion, les suspensions étudiées sont assez analogues, surtout du point de vue cortège argileux, et nous pouvons considérer les vases des quatre régions comme minéralogiquement très voisines et donc comparables.

6 - CONCLUSIONS SUR L'ÉTUDE des TURBIDITÉS

Nous avons étudié les répartitions des turbidités sur quatre vasières dont l'environnement est différent :

- baie de la Vilaine : sédimentation faible, sinon inexistante dans un estuaire "mort" depuis la fermeture du barrage d'Arzal ;
- baie de Bourgneuf (à petit estuaire) : forte sédimentation liée à des apports extérieurs considérables, sans cesse renouvelés, venant de la Loire, assez éloignée ;
- baie de l'Aiguillon : forte sédimentation liée directement à un estuaire assez grand, avec formation de "bouchon vaseux" dans le chenal ;
- baie d'Oléron : forte sédimentation, non liée directement à un grand estuaire, car éloignée de celui-ci, mais possédant de très vastes vasières.

Du point de vue dynamique, ces régions montrent des phénomènes analogues : deux stades de fortes turbidités par remise en suspension des sédiments encadrant une phase de décantation ;

- remise en suspension par l'onde de flot qui arrache une partie de la pellicule superficielle de la slikke pour la repousser vers la côte ;
- décantation tardive, intervenant après l'étalement de pleine mer, dans les zones à fortes turbidités (sauf dans la Baie de la Vilaine) ;
- remise en suspension, en fin de jusant, plus faible que celle du flot, mais attaquant les sédiments déposés à marée haute qui n'ont pas été "fixés" par l'émersion.

On notera le rôle fondamental de l'émersion et de l'insolation qui fixe ainsi la pellicule de vase déposée lors de la décantation. Cette fixation est d'autant plus forte que l'émersion est prolongée, c'est-à-dire que l'altitude de la vasière est plus élevée.

Ce modèle de sédimentation est en accord avec les observations de VAN STRAATEN et KUENEN (1957) : une particule reprise par un courant supérieur à U_{CE} (vitesse critique d'érosion) sera repoussée vers l'amont tant que le vecteur de transport aura un module supérieur à la vitesse critique de dépôt U_{CD} . Cette particule arrivera sur le fond avec un certain retard par rapport au moment où le courant devient incompetent (settling lag effect), c'est-à-dire peu après l'annulation du flot. En effet, nous trouvons le maximum de décantation après l'étalement de pleine mer, lorsque le flot s'est annulé. Au jusant, cette particule ne sera remise en suspension que par un courant dont la vitesse devra être supérieure à la vitesse critique d'érosion du flot. De plus, cette particule ne sera pas soumise à l'action de turbulence des vagues facilitant la remise en suspension. Il y a donc, encore, un retard par rapport à l'établissement du jusant (scour lag effect), et la particule ne redescendra pas jusqu'au point où elle a été arrachée par le flot.

Après plusieurs cycles de marée, les sédiments se trouveront accumulés très haut sur la slikke, et ne pourront plus être remis en suspension, sauf lors des tempêtes exceptionnelles.

Ainsi, par une succession de décantations tardives et de remises en suspension partielles, influencées par la "fixation" lors des émergences, les hautes slikkes s'engraissent de manière continue, à condition qu'elles reçoivent des apports sédimentaires venant soit de la mer, soit des fleuves côtiers. Enfin, en l'absence d'apports sédimentaires, l'estuaire de la Vilaine nous a montré l'importance que prennent les phénomènes de triage dynamiques qui conduisent à concentrer sur la haute slikke des grains de sable qui peuvent ainsi constituer des plages ou des cordons de sable, alors qu'il leur est impossible de transiter par-dessus les vases molles.

Le résultat de cette sédimentation est la formation d'une petite couche de vase fraîchement déposée à chaque marée basse, dont l'épaisseur varie avec le lieu géographique :

0,015 mm	à Bourgneuf	soit 1 cm par an
0,017 mm	à l'Aiguillon	soit 1,2 cm par an
0,050 mm	à Oléron	soit 3,5 cm par an

La mise en évidence de cette fine pellicule superficielle, soumise tantôt à l'émergence, tantôt à l'érosion, tantôt aux diverses masses d'eau transitant sur les vasières, nous a conduit à lui consacrer l'essentiel des recherches présentées dans la deuxième partie de ce mémoire.

■■■■■■■■

CHAPITRE V

LES MÉCANISMES DE DÉPOT DES SÉDIMENTS SUR LES VASIÈRES

Dans les chapitres précédents nous avons traité séparément des facteurs principaux régissant la sédimentation sur les vasières littorales. Nous pensons qu'il est nécessaire de faire, dans ce chapitre, la synthèse de ces divers éléments pour donner une image globale des processus physiques responsables du mouvement et des dépôts des énormes masses de sédiments sur les vasières.

1 - RÔLE PRÉPONDÉRANT DE LA MARÉE

Sur toute la côte atlantique française, les variations verticales du niveau de la mer, c'est-à-dire les marées, sont à peu près identiques. La pleine mer se fait à la même heure, en tous points de la côte, avec une amplitude légèrement différente entre la Bretagne sud (plus forte) et la frontière espagnole (plus faible), par suite de la propagation de l'onde-marée sur le plateau continental, plus ou moins large. Si, en milieu océanique, en dehors des estuaires ou des détroits, la courbe de marée est symétrique, c'est-à-dire que la durée de la montée est égale à celle de la descente, il n'en est rien sur les vasières littorales ; la marée y est dissymétrique. La montée est plus rapide que la descente, par suite des conditions morphologiques ; les immenses étendues planes que constituent les grandes vasières ne sont recouvertes que 2 à 3 heures après l'heure de l'étalement de basse mer du large, au moment où la poussée océanique est la plus forte (règle approchée des 1/12^{ème}). Il s'ensuit, tout au long de la montée, un flot puissant dont l'amortissement n'intervient qu'à la pleine-mer. La renverse flot-jusant est lente, et la descente de la mer ne s'amorce réellement qu'une à deux heures après l'étalement de pleine mer (fig. 21).

Cette dissymétrie dans la courbe de marée représente le facteur primordial pour les remises en suspension, transport et décantation des sédiments par les masses d'eau se déplaçant au cours d'un cycle de marée. Elle explique tous les phénomènes observés sur les différentes vasières, en particulier le rôle des ondes de flot et de jusant, qui sont les seules périodes de remise en suspension (voir courbes isoturbidité en annexe et tableau 16).

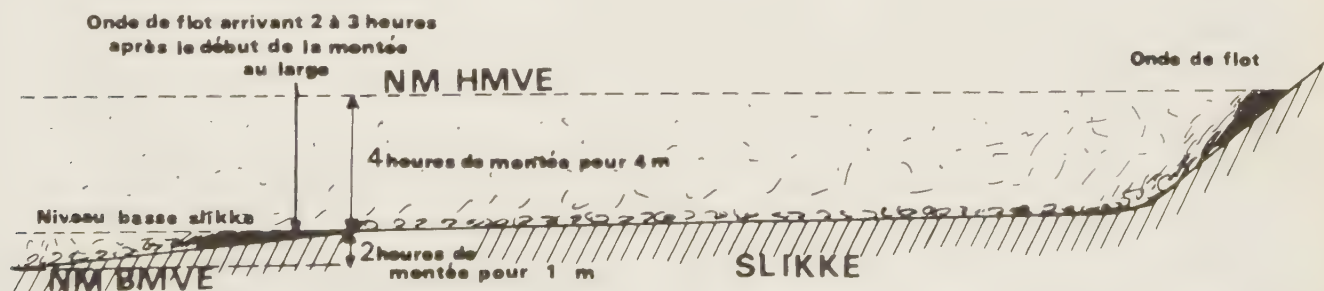


Fig. 21.— Schéma de la propagation de l'onde de flot sur les vasières.

Résumé synoptique des facteurs hydrologiques régissant l'érosion et la sédimentation des vasières.

Baissée ou Descente		Montée		Baissée ou Descente		Montée		
Emersion diurne		Emersion nocturne		Emersion nocturne		Emersion nocturne		
Matinée		Midi		Nuit		Matin		
Raverse très rapide		Raverse très rapide		Raverse		Raverse très rapide		
Courants	Faible jasant	Fort jasant	Décharge des chenaux toujours jasant			Faible jasant	Fort jasant	
			Flot très puissant soutenu			Flot très puissant soutenu		
Emersion			S% $\nearrow$ beaucoup été peu hiver $\theta \nearrow$ beaucoup penété peu en hiver W% $\nearrow$ beaucoup Σ_o très forte				S% $\nearrow$ peu $\theta \nearrow$ beaucoup été peu hiver W% $\nearrow$ beaucoup $\Sigma_o \rightarrow$ fort	
Ondes	onde de jasant $\theta \rightarrow$ plus faible en général S% idem Turb. ass. forte		Onde de flot $\theta \nearrow$ très élevée S% " " Turb. très forte		DECANTATION MAXIMUM		Onde de jasant $\theta \nearrow$ plus forte S% idem Turb. Assez forte	
							Onde de flot $\theta \nearrow$ basse S% $\nearrow$ un peu élevée Turb. très forte	
Décharge			Décharge forte en hiver + faible en été				Décharge forte en hiver + faible en été	

Onde de jasant matinale

Onde de flot après-midi

Onde de flot de nuit

Début décantation

Décantation maximum

Remise en suspension

1.1. ONDE de FLOT

Nous la définissons comme la lame d'eau qui arrive sur la slikke avec le flot après la marée basse. En dehors des caractères spécifiques de cette onde, liés à la marée elle-même, son action est modifiée par certains facteurs, étudiés ci-après.

1.1.1. DENSITÉ, elle-même fonction

- de la salinité : très forte en été, par reprise des flaques d'eau et de la pellicule superficielle de la slikke soumise à l'évaporation diurne; en hiver, elle peut être forte pour les mêmes raisons, mais aussi presque nulle, par suite des apports d'eaux douces fluviales.
- de la température : plus chaude de jour, mais plus froide la nuit, été comme hiver, créant ainsi une onde de flot à densité plus élevée, surtout l'été lorsque la température de la slikke s'abaisse relativement plus qu'en hiver.
- de la charge solide ; l'onde de flot se charge de plus en plus en sédiments en suspension lorsqu'elle remonte sur la slikke, augmentant ainsi sa densité.

1.1.2. ETAT d'AGITATION des EAUX

Cette action, due au vent, est prépondérante grâce au déplacement des vagues, qui crée une zone de turbulence intense, remaniant la couche superficielle de la slikke, en la remettant en suspension. Nous constatons les effets de ce facteur, très difficile à quantifier.

Tous ces facteurs confèrent à l'onde de flot une puissance érosive que n'a pas l'onde de jusant. Cette onde de flot, alimentée par un "bouchon vaseux" estuarien, ou par des apports marins profonds, repousse donc les sédiments vers les hautes slikkes et les schorres, où ils s'accumulent. En même temps, elle assure un triage hydrodynamique en abandonnant les particules les plus grossières sur le substrat vaseux des niveaux les plus élevés. De plus, l'activité de cette onde de flot sera maximum en été, par suite des salinités fortes le jour, et des températures comparative-ment plus basses la nuit. En hiver, elle pourra rester forte, alimentée par un bouchon vaseux estuarien descendu vers l'aval sous la poussée des crues et fortes houles qui brassent les eaux et la vase.

1.2. ONDE de JUSANT

La dernière couche d'eau se retirant des vasières, ou onde de jusant, possède elle aussi un certain pouvoir érosif sur la couche superficielle de la slikke, mais plus limité, car les mêmes paramètres influent de façon souvent moindre.

1.2.1. DENSITÉ

- la salinité n'est jamais augmentée de façon sensible car l'évaporation, agissant sur la mer à marée haute, n'est pas suffisante pour augmenter la salinité, comme dans le cas des émer-sions. L'hiver, sous l'effet des apports fluviaux, la salinité peut être nulle.
- la température reste sensiblement celle des eaux océaniques, avec cependant un léger abais-sement lors du retrait matinal, ou une légère augmentation l'après-midi.
- charge solide ; à l'inverse de l'onde de flot, le jusant s'enrichit en sédiments en suspension en se retirant, c'est-à-dire qu'il devient plus dense vers les basses slikkes, ce qui préserve les parties hautes d'une forte érosion.

1.2.2. ETAT d'AGITATION

Etant liés à la direction et la force des vents, les mêmes phénomènes se produisent dans l'onde de flot et dans celle de jusant.

1.2.3. AMPLITUDE de la MARÉE

Nous avons vu que le retrait de la mer se fait lentement ; le jusant s'établit progressivement et n'atteint seulement de grandes vitesses que dans les chenaux, lorsque les slikkes sont découvertes. L'amplitude de la marée influencera cependant l'établissement du jusant : aux forts coefficients, l'appel du large provoquera des courants plus rapides, donc plus d'érosion. A l'onde de jusant, il faut ajouter l'action de l'écoulement dans les chenaux et les estuaires des fleuves, où les courants peuvent être très violents, arrachant des particules sur les berges ou sur le fond du lit lui-même, et entraînant le bouchon vaseux vers la partie aval des estuaires.

L'énumération des divers facteurs montre que deux phénomènes seulement sont analogues lors des ondes de flot et de jusant : l'état d'agitation (déferlement), l'amplitude et la forme de la courbe de marée. Par contre, tous les autres contribuent à renforcer l'action de l'onde de flot : salinité plus élevée, température plus basse et charge de plus en plus importante vers les parties hautes des slikkes. L'onde de flot peut alors arracher et repousser vers la côte une quantité plus importante de sédiment que ne pourrait le faire, vers le large, l'onde de jusant, dans les mêmes conditions météorologiques.

1.3. TRANSPORT et DÉCANTATION

Dès le passage de l'onde de flot, les eaux turbides commencent à se décanter. Mais du fait de la dynamique particulière de la marée, la décantation n'est maximum qu'après l'étale de haute mer, lorsque s'effectue la renverse flot-jusant. C'est le phénomène d'hysteresis de VAN STRAATEN et de KUENEN (1957).

Comme nous l'avons vu, par suite de cette décantation tardive, le jusant emporte moins de sédiment que le flot n'en a apporté, malgré la remise en suspension par l'onde de jusant. Il reste donc toujours, à la surface des slikkes, une fine pellicule de sédiments frais qui est alors soumise aux effets de l'émersion.

2- ROLE PRIMORDIAL de l'ÉMERSION

Les émersion sont fonction des coefficients de marée. Elles intéresseront des surfaces d'autant plus grandes que l'amplitude de la marée est élevée, c'est-à-dire lors des vives eaux. Or, sur la côte atlantique française, entre la Pointe de Penmarc'h et la frontière espagnole, les basses mers des marées de vives eaux ont lieu, en grande majorité, au moment où le soleil est à son point culminant, vers 12 h T.U. La caractéristique essentielle des vasières littorales atlantiques est donc leur possibilité d'être émergées sur leur plus grande superficie lorsque les probabilités d'une évaporation maxima par ensoleillement seront les plus fortes, alors qu'en Manche ou en Mer du Nord, l'onde-marée atteint les côtes à des heures très différentes de la journée.

2.1. ACTION sur la PELLICULE SUPERFICIELLE

L'émersion joue un rôle de véritable fixateur des sédiments. La teneur en eau de la couche superficielle diminue soit par écoulement-percolation, soit par évaporation, augmentant ainsi la compacité du sédiment. Nous reviendrons sur ces problèmes dans la deuxième partie de ce travail.

D'autre part, l'évaporation agit sur les flaques d'eau abandonnées lors du retrait de la mer, en augmentant leur salinité de jour comme de nuit. De même, elle influence la température : augmentation le jour, diminution la nuit (plus importante en été qu'en hiver).

Ces variations des paramètres physiques de la pellicule superficielle et des flaques d'eau lors de l'émersion se répercutent sur l'action des ondes de flot.

2.2. ACTION sur l'ONDE de FLOT et la REMISE en SUSPENSION

Nous avons vu que la densité de l'eau de l'onde de flot est liée à une salinité et une température variables, liés à l'émersion. Ainsi, le découvrément des slikkes modifie non seulement le pouvoir érosif de l'onde de flot, mais encore procure à la couche superficielle de vase déposée des caractéristiques différentes le jour et la nuit. De jour, si l'augmentation de la salinité par la reprise des flaques sursalées apporte une densité plus élevée à l'onde de flot, elle donne une viscosité plus élevée à la couche superficielle. De nuit, au contraire, l'abaissement général de la température engendre une onde de flot plus dense, mais celle-ci va agir sur une pellicule superficielle physiquement moins évoluée. On trouve en effet un transit sédimentaire vers les hautes slikkes, par l'onde de flot, plus important la nuit que le jour (Piédemont dans la baie d'Oléron), et plus important, en moyenne, en été qu'en hiver.

2.3. ÉMERSIONS de LONGUE DUREE

La succession des marées de vives eaux et de mortes eaux est un facteur primordial pour les hautes slikkes, situées au-dessus du niveau moyen des pleines mers de mortes eaux. En effet, ces zones verront leur temps d'émersion se prolonger lors des périodes de déchet, et se raccourcir lors du revif, allant ainsi de 14 jours à 11 heures par cycle lunaire pour la limite schorre-haute slikke. Les sédiments apportés et décantés lors de la période de revif pourront alors se dessécher totalement pendant le déchet. Cette dessiccation totale, avec parfois formation de plaquettes aux bords enroulés, permet une forme d'érosion décrite par VERGER (1968, p. 125). Le déferlement de l'onde de flot, lors des vives eaux (souvent accompagnées de vents assez forts au moment des équinoxes), reprendra ces plaquettes de dessiccation, en les décollant du substrat au niveau des lits plus silteux, et les emportera comme des galets qui d'ailleurs flottent presque au début, car leur densité est très faible, par suite de la présence d'air emprisonné dans les pores. Ce phénomène explique la formation de galets de vase, fréquemment observés sur les vasières.

Ainsi, par ce procédé, les hautes slikkes, et le schorre lui-même fourniront localement quelques sédiments aux masses d'eau oscillant sur les vasières.

En résumé, les émersion favorisent la puissance érosive de l'onde de flot malgré une augmentation des caractéristiques physiques de la pellicule superficielle (principalement le jour). Il en résulte, globalement, un transit des sédiments, des bas niveaux des slikkes vers les parties hautes où la succession des marées de vives eaux et de mortes eaux provoque la fixation définitive des sédiments en suspension et décantés lors du retrait de la mer.

3 - BILAN SÉDIMENTAIRE

Nous avons vu qu'à chaque marée, il se dépose une petite pellicule superficielle de sédiment frais qui, soumise aux effets fixateurs de l'émersion, ne sera pas complètement reprise par l'onde de flot suivante. Cette sédimentation est d'autant plus active que l'altitude de la vasière est élevée ; les calculs de bilan montrent qu'on peut l'estimer à 1 centimètre par an sur les vasières de la baie de Bourgneuf, 1,2 cm dans l'Anse de l'Aiguillon et 3,5 cm en baie d'Oléron.

Il est donc évident que cette sédimentation très active ne peut se faire que par des apports constamment renouvelés de sédiments fins dont l'origine, parfois difficile à cerner, sera discutée ci-après.

3.1. ORIGINE FLUVIATILE DIRECTE des APPORTS SÉDIMENTAIRES

C'est le cas de l'Anse de l'Aiguillon, où la Sèvre Niortaise a apporté, et apporte encore, des sédiments très fins, inférieurs à 44μ , principalement lors des crues hivernales (VERGER 1968, p. 131).

Dans le cas des vasières étudiées de la baie d'Oléron, celles-ci sont alimentées par les déversements de la Charente voisine qui se répartissent sur le littoral (C. LATOUCHE et al. 1973).

3.2. ORIGINE FLUVIATILE INDIRECTE, là où les fleuves débouchent loin des vasières

- dans la baie de Bourgneuf, les éléments fins arrivent, transportés en suspension depuis l'estuaire de la Loire, en particulier lorsque les crues fluviales coïncident avec les marées de mortes eaux (GOULEAU 1968) ;
- dans la baie de la Vilaine, alimentée par une fraction de l'onde turbide de la Loire qui se dirigerait vers l'ouest par le chenal du Nord, et atteindrait le Mor-Bras et le delta sous-marin de la Vilaine.

3.3. ORIGINE MARINE à PARTIR d'ANCIENNES VASIERES EXISTANT sur le PLATEAU CONTINENTAL PROCHE

- dans la baie de la Vilaine, c'est le remplissage flandrien d'origine continentale à partir du Massif Armoricain, mais aussi par les apports de la Loire ancienne (selon BOUYSSÉ et al. 1966), qui alimentent encore les vasières actuelles ;
- dans les baies d'Oléron et de l'Aiguillon, les vasières sous-marines proches du littoral (BARUSSEAU, 1973), prolongement sous la mer des vasières littorales découvrant à marée basse, peuvent alimenter les slikkes actuelles.

De plus, souvent, les sédiments fins sont stockés sous forme de "bouchon vaseux", en Loire (travaux de BERTHOIS, 1964 et GALENNE, 1974), en Charente (FRANCIS-BOEUF, 1949), en Sèvre Niortaise (ce mémoire), avant d'être distribués sur les slikkes sous certaines conditions hydrodynamiques.

Le développement des vastes vasières atlantiques se fait donc à proximité de grands estuaires de fleuves turbides qui ont déjà, dans le passé, édifié des vasières actuellement submergées sur le plateau continental et qui à leur tour peuvent alimenter les slikkes littorales actuelles.

CONCLUSION

Par suite de la dissymétrie des courbes de marées, du renforcement de l'activité de l'onde de flot par l'émersion, émersion qui fixe plus ou moins complètement les sédiments abandonnés par le retrait de la mer, il y a prédominance de la sédimentation sur l'érosion, particulièrement sur les parties hautes des slikkes. Cela se traduit par l'abandon, à chaque marée basse, d'une fine couche superficielle de vase soumise aux actions atmosphériques qui en accélèrent la fixation. Ce sont les modifications de cette pellicule que nous proposons d'analyser dans la seconde partie de ce mémoire.

DEUXIEME PARTIE

**PROPRIETES PHYSIQUES
DE LA PELLICULE SUPERFICIELLE**

CHAPITRE VI

TENEUR EN EAU

1 - INTRODUCTION

Les géotechniciens définissent la teneur en eau comme le rapport du poids d'eau sur le poids de sédiment sec, exprimé en %.

$$W \% = \frac{\text{Poids d'eau}}{\text{Poids sédiment sec}} \times 100$$

Cette manière de considérer la teneur en eau explique qu'il y ait des teneurs supérieures à 100 %, ce qui est pratiquement toujours le cas sur les vasières littorales atlantiques. Cette attitude s'oppose à celle des pédologues, qui rapportent le poids de l'eau au poids de sédiment humide :

$$W' = \frac{\text{eau}}{\text{poids séd. humide}} \times 100$$

Dans ce cas, W' est toujours inférieur à 100 %. On peut passer de W à W' par un graphique (fig.22).

Le calcul du poids de l'eau se fait à partir d'une dessiccation à l'étuve à 100°C, jusqu'à poids constant. Nous avons toujours corrigé ce poids par la teneur en sel qui reste dans le sédiment après évaporation. Ceci est absolument nécessaire, car, comme nous le verrons, il existe de très grandes variations de salinité dans ces eaux interstitielles.

Au laboratoire, la précision d'une mesure de teneur en eau est satisfaisante, de l'ordre de 1 %, lorsque l'échantillon est bien homogène. Sur le terrain, le prélèvement d'une pellicule superficielle est très délicat, car il existe toujours, même au sommet des levées des chenaux, de petites rigoles, de petites dépressions recevant les eaux du ressuyage de la vase qui sont entraînées avec la couche superficielle. Ainsi, il peut arriver que l'on trouve une teneur en eau qui augmente au cours de l'émersion, alors que rien ne laisse présager cette élévation (voir en annexe les graphiques de variations de W % des 44 stations étudiées).

Ces réserves étant faites, nous allons d'abord décrire les variations de la teneur en eau au cours des émergences, puis tenter de dissocier les facteurs entraînant ces variations, et d'en calculer les proportions relatives.

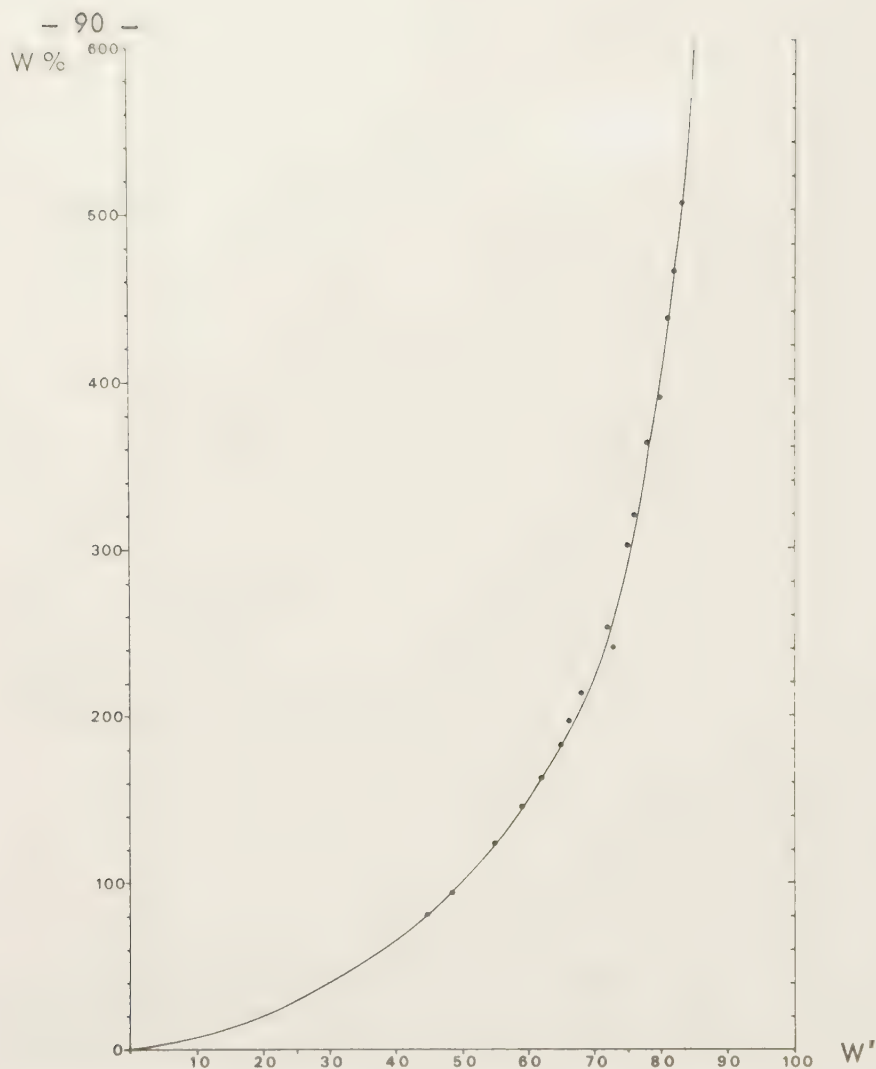


Fig. 22.— Abaque permettant de passer de la teneur en eau des géotechniciens à celle des pédologues.

2 - VARIATIONS

2.1. VALEUR INITIALE

C'est la teneur en eau de la pellicule superficielle quelques minutes après le retrait de la mer ,

- soit 10 minutes pour Tréhiguier (Vilaine)
- 5 " pour Mouillepieu - Collet (Bourgneuf)
- 15 " pour l'Aiguillon
- 5 " pour Piédemont (Oléron).

Nous la considérons comme point de référence à partir duquel nous décrirons les variations.

Pour l'ensemble des trois dernières vasières, Bourgneuf, Aiguillon et Oléron, la teneur en eau initiale moyenne est, pour l'émersion de jour, de 375 % (variant de 320 au Collet et 425 à l'Aiguillon, voir tableau 17). Il faut séparer la baie de la Vilaine, car le pourcentage important de la fraction grossière de la couche superficielle de la vase ne permet pas de comparer les échantillons de Tréhiguier avec les trois autres baies. En effet, nous trouvons 260 % et 240 % de teneur en eau initiale, respectivement de jour et de nuit, avec une fraction grossière de 20 % et 40 %.

On note, d'abord, que la couche superficielle, au moment de l'émersion matinale, suivant une marée haute nocturne, présente une teneur en eau plus élevée que celle de la pellicule abandonnée par l'onde de jusant après une marée haute diurne. Ceci montre que l'émersion diurne agira sur une plus grande quantité de sédiments fraîchement déposés, et que l'émersion nocturne aura des effets de fixation moindres, comme le confirme le bilan sédimentaire de la baie d'Oléron (chapitre IV, tableau 15).

JOUR	W % (T)	$\frac{\Delta W}{W_i} \times 100$	Perte	W % (Mp)	$\frac{\Delta W}{W_i} \times 100$	Perte	W % (C)	$\frac{\Delta W}{W_i} \times 100$	Perte	W % (Ai)	$\frac{\Delta W}{W_i} \times 100$	Perte	W % (Pt)	$\frac{\Delta W}{W_i} \times 100$	Perte	W % moyenne	$\frac{\Delta W}{W_i} \times 100$	Perte
5'	(259)		18	(403)		20	(318)		9	(425)		15	(360)		18	(376)		16
1h	212	18	9	325	20	9	289	9	4	361	15	15	294	18	4	317	16	8
2h	188	27	8	287	29	8	282	13	12	300	30	2	282	22	4	288	24	8
3h	168	35	6	254	37	10	239	25	-2	260	32	9	266	26	4	255	32	4
4h	(153)	(41)		266	47	-2	245	23	1	250	41	8	253	30	2	241	36	1
5h	/			(220)			243	24	5	235	49	3	245	32	1	236	37	2
6h	/			/	(45)		(225)	(29)		(217)	(52)		(242)	(33)		(228)	39	
Moyenne	195			284			263			293			277			(280)	(39 %)	

NUIT																		
5'	(220)		8	(334)		15	(324)		8	(399)		16	(340)		10	(349)		12
1h	203	8	13	283	15	11	297	8	13	335	16	9	309	10	8	306	12	10
2h	174	21	0	248	26	5	257	21	2	299	25	7	279	18	6	271	22	6
3h	174	21	13	231	31	-1	249	23	6	272	32	0	259	24	3	253	28	2
4h	145	34	7	234	30	+1	230	29	1	270	32	4	249	27	2	246	30	2
5h	(130)	(41)		(230)			226	30	6	256	36	7	241	29	-1	238	32	3
6h	/			/	(36)		(206)	(36)		(228)	(43)		(244)	(28)		(226)	35	
Moyenne	174			260			255			294			274			(270)	(35 %)	

Tableau 17

Variations de la teneur en eau au cours des émersions.

2.2. VALEUR FINALE

A la fin de l'émersion, juste avant le retour de la mer, la teneur en eau atteint en moyenne 225 % à 230 %, de jour comme de nuit, malgré les différences dues à l'ensoleillement.

Dans la baie de la Vilaine, la moyenne de la teneur en eau finale n'est que de 150 % le jour et 130 % la nuit.

2.3. VARIATIONS au COURS de l'ÉMERSION

Nous pouvons décrire les variations au cours du temps d'émersion t par l'étude du rapport suivant, c'est-à-dire un % de variation :

$$\frac{\Delta W \% t}{W \% i} \times 100$$

ou $\Delta W \% t = W \% \text{ initiale} - W \% \text{ au temps } t$

$W \% i = \text{teneur en eau initiale.}$

Il est facile d'en déduire la variation en pourcentage correspondant à l'écart entre deux observations, espacées d'une heure par exemple. Ainsi, sur les trois vasières, la teneur en eau varie en moyenne de 39 % le jour et de 35 % la nuit. Des différences en valeur absolue apparaissent selon les lieux d'observation (voir tableau 17 et figure 23a, b et c); mais quelles que soient les causes des variations, la teneur en eau tend vers une même limite au cours des émerisions. Par exemple, on arrive toujours à 225 - 230 % d'eau après 5 à 6 heures d'émersion, le jour ou la nuit, après une variation de 39 % et 35 % de la teneur initiale.

Au cours des diverses mesures pendant les émerisions, les variations relatives de la teneur en eau, par rapport à la valeur initiale, sont en moyenne les suivantes (Tableau 18).

Tableau 18

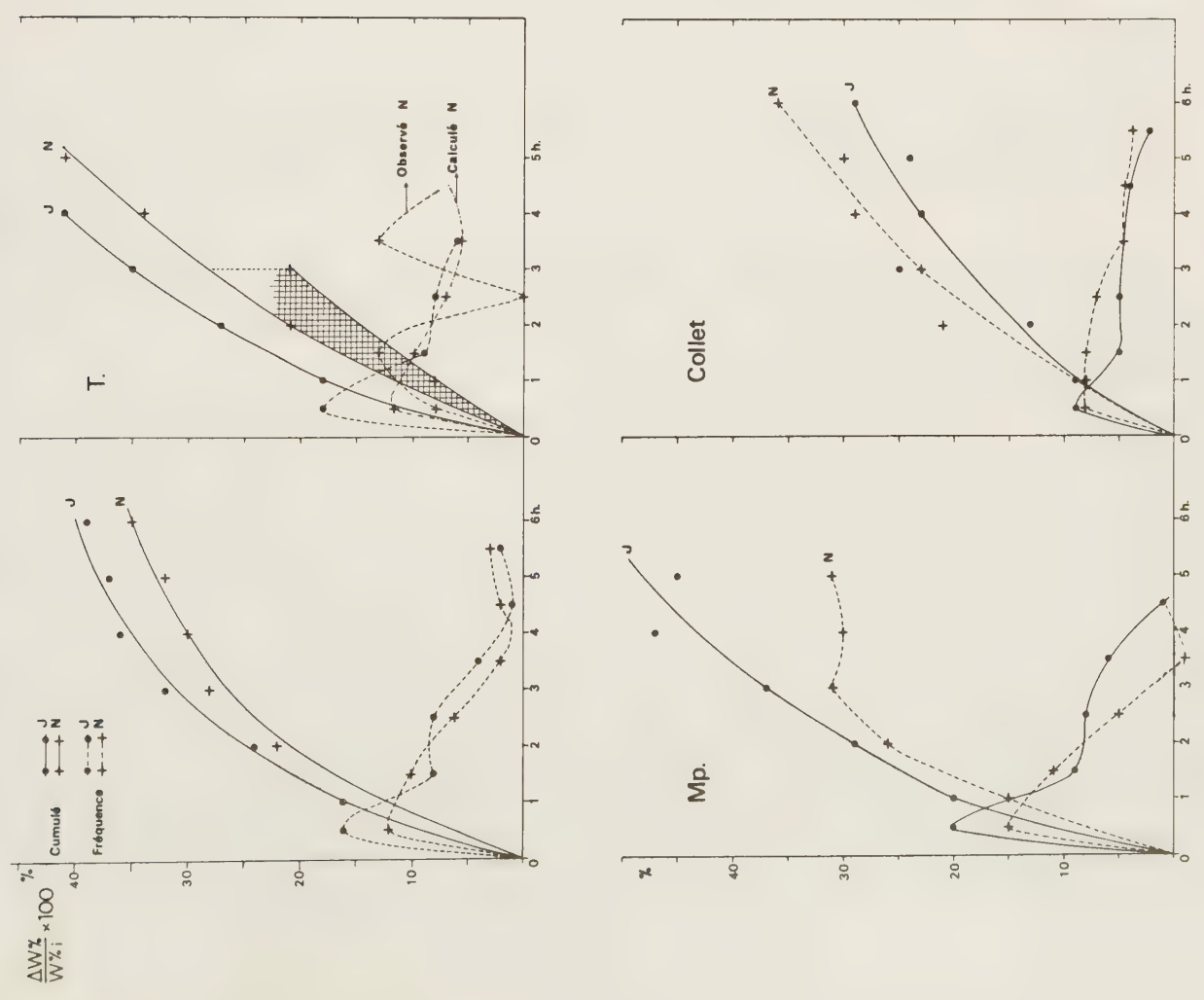
	De jour		De nuit	
	Variation % initiale	% de la Variation totale	Variation % initiale	% de la Variation totale
de 0 à 1 h	16	40	12	35
de 1 à 2 h	8	20	10	28
de 2 à 3 h	8	20	6	15
de 3 à 4 h	4	10	2	6
de 4 à 5 h	2	5	2	6
de 5 à 6 h	2	5	3	9
Total	40	100	35	100

POURCENTAGE DE VARIATION TOTALE DE LA TENEUR EN EAU, DE JOUR ET DE NUIT.

Pendant la première heure d'émersion, on remarque des différences notables entre le jour : (16 %) et la nuit : (12 %), dues à la teneur en eau initiale plus élevée le matin que la nuit. Mais si l'on considère les deux premières heures, les variations deviennent très voisines (24 % et 22 %), et si on les compare à l'ensemble de l'émersion, elles représentent alors plus de la moitié de la perte en eau (60 et 63 %).

Fig. 23. — Courbes cumulatives des variations de la teneur en eau en fonction de la durée des émersions.

J = Jour
N = Nuit



En découpant l'émersion en deux séquences de 3 heures, on aura 75 % de perte pour les 3 premières heures et seulement 25 % pour les 3 suivantes, que ce soit de jour ou de nuit.

On peut donc dire que, sur les trois vasières de Bourgneuf, d'Aiguillon et de Piédemont, la teneur en eau varie rapidement au cours de la première moitié de l'émersion, puis lentement au cours de la seconde, pour une émersion moyenne de 6 heures.

Pour Tréhiguier (Vilaine), les variations sont égales entre le jour et la nuit et se situent à un niveau élevé (41%), grâce à la perméabilité supplémentaire apportée par la présence de sable (20 à 40 %) dans la vase.

2.4. VALEUR MOYENNE de la TENEUR en EAU au COURS des ÉMERSIONS

La teneur en eau moyenne au cours des émerisions se situe autour de 280 % le jour et de 270 % la nuit, car la teneur initiale est plus élevée le jour que la nuit, comme nous l'avons déjà vu.

3-CAUSE des VARIATIONS de la TENEUR en EAU

Pour connaître les facteurs régissant les variations de la teneur en eau, utilisons le marqueur le plus simple contenu dans cette eau et servant de référence : les ions Cl^- , qui ont été dosés systématiquement dans toutes les eaux interstitielles des prélèvements de la pellicule superficielle.

Considérons 100 g de sédiment à un instant donné. La teneur en eau calculée par la formule $\text{Pds d'eau} / \text{Pds sédiment} \times 100$ correspond alors à la quantité d'eau en poids associée à ces 100 grammes de sédiment. Nous pouvons, par la chlorosité de l'eau interstitielle, connaître le poids de chlorures contenu dans le mélange eau-sédiment. Par exemple, pour une chlorosité de 19 ‰ et une teneur en eau de 300 %, le poids de Cl^- est de $19 \times 0,3 = 5,7 \text{ g}$.

Au cours des variations de la teneur en eau, différents facteurs agissent sur ce poids de chlorures :

- toute perte d'eau par ruissellement et percolation, due à la pente des vasières, va faire diminuer le poids des chlorures, exprimés en Cl^- , dans le mélange, car l'eau en se retirant emporte ses sels dissous et la chlorosité (en ‰) de l'eau interstitielle restera constante ;
- toute perte d'eau par évaporation va diminuer la teneur en eau, mais va conserver le poids de chlorures dans le mélange, tandis que la chlorosité de l'eau interstitielle augmentera.

Qu'observons-nous en réalité ? Pour la station Mp. 31.07.73, voici les poids de Cl^- pour les diverses teneurs en eau au cours du temps, ainsi que la chlorosité :

Temps d'émersion	5'	1 h 05	2 h 05	3 h 05	4 h 05	4 h 35
W %	435	320	265	260	260	260
Cl ‰	20,45	23,50	26,95	30,95	33,60	36,90
Poids Cl^-	8,945	7,514	7,117	8,047	8,664	9,486

Station Mp 31.07.73 - Variations W % — Cl ‰ et Poids Cl^-

Le poids de chlorures diminue au cours des deux premières heures, puis augmente par la suite, tandis que la teneur en eau décroît, puis devient constante, alors que la chlorosité est toujours croissante. Ceci est contraire aux deux principes énoncés précédemment. Il y a donc un troisième facteur agissant pour augmenter simultanément le poids des chlorures dans l'ensemble eau-sédiment et la chlorosité de l'eau interstitielle. C'est en effet la remontée d'eau sous-jacente par l'ascension capillaire, qui compense la diminution de la teneur en eau par l'évaporation dans ce milieu saturé d'eau.

Nous pouvons donc noter, en pratique, deux phénomènes physiques fondamentaux .

— Perte d'eau par "écoulement" .

Il s'agit des pertes d'eau par ruissellement le long de la pente des mégarides de la vasière et des pertes par percolation dans le sédiment sous-jacent par analogie au ruissellement hypodermique des hydrogéologues.

— Perte d'eau par "évaporation apparente" ,

Deux phénomènes ont ici un rôle contradictoire : l'évaporation réelle, très importante, qui entraîne la remontée des eaux du sédiment; c'est l'ascension capillaire, compensant, en principe, l'évaporation en milieu saturé. Toutefois, nous savons que cette ascension capillaire est freinée par les irrégularités des pores interparticules, ce qui produit alors un déficit. C'est ce déficit que nous enregistrerons dans les variations de teneur en eau, et que nous appellerons "évaporation apparente".

Les mesures effectuées d'heure en heure ne traduisent que la combinaison de ces deux groupes de paramètres. Est-il possible de les quantifier isolément ?

Nous avons vu, au paragraphe précédent, qu'entre les émergences diurnes et nocturnes, les variations de la teneur en eau sont analogues, dans leur ensemble, sur toutes les vasières au cours des diverses saisons. En valeur absolue, il existe toutefois une légère différence entre le jour et la nuit, principalement en été. La teneur en eau diminue davantage au cours des émergences diurnes que nocturnes, par suite de l'intense évaporation qui règne lors des longs ensoleillements (fig. 23a, b et c), surtout lors de la seconde partie de l'émergence.

3.1. ECOULEMENT : RUISSELLEMENT et PERCOLATION

Pour ces deux facteurs, il n'est pas nécessaire de faire appel aux chlorures. Dans un souci de simplification, il suffit d'admettre en premier lieu que la différence des variations de la teneur en eau entre le jour et la nuit est due à l'évaporation apparente, et que les variations nocturnes ne sont dues qu'à l'écoulement. Il est alors possible de calculer graphiquement les pourcentages relatifs des pertes en eau dues à l'écoulement et à l'évaporation apparente, au cours des émergences diurnes.

Pour l'ensemble des trois vasières (Bourgneuf - Aiguillon et Oléron, fig. 24), l'écart entre les courbes de variation diurne et nocturne de la teneur en eau passe de 2 à 12 % de la variation globale. Rapportées au pourcentage de l'ensemble, nous voyons que 78 % des variations diurnes, sont dues à l'écoulement et 22 % à l'évaporation apparente. La courbe de fréquence de la figure 24 montre, d'heure en heure, le changement des pourcentages relatifs "écoulement - évaporation". Dans la seconde partie d'une émergence de 6 heures, l'évaporation apparente devient responsable pour moitié de la variation de la teneur en eau.

Dans le cas particulier des émergences de Mouillepied (Baie de Bourgneuf), entre Avril 1973 et Septembre 1973 (fig. 24 b), l'évaporation apparente joue un rôle plus faible ; elle n'intervient que pour 11 % de la variation globale de la teneur en eau, en 5 heures d'émergence, soit à peine 5 % de la teneur en eau initiale.

Il y a donc une différence entre le cas général et celui de Mouillepied, dont le lieu de prélèvement est situé très bas sur la slikke. La couche superficielle y est peu évoluée, plus liquide que celle, plus compacte, des points hauts des baies de l'Aiguillon et d'Oléron. En effet, comme nous l'avons vu, il se dépose, à chaque cycle de marée, une couche de sédiments épaisse de quelques microns seulement, alors que nos prélèvements intéressent le premier millimètre. Nous incorporons donc un peu de vase sous-jacente, de cohésion et de porosité différentes, selon les divers lieux d'observation. Ainsi, la vase plus liquide de Bourgneuf perdra davantage d'eau par écoulement que les autres vases qui, plus structurées, conservent mieux leur eau, et traduisent alors mieux les effets de l'évaporation.

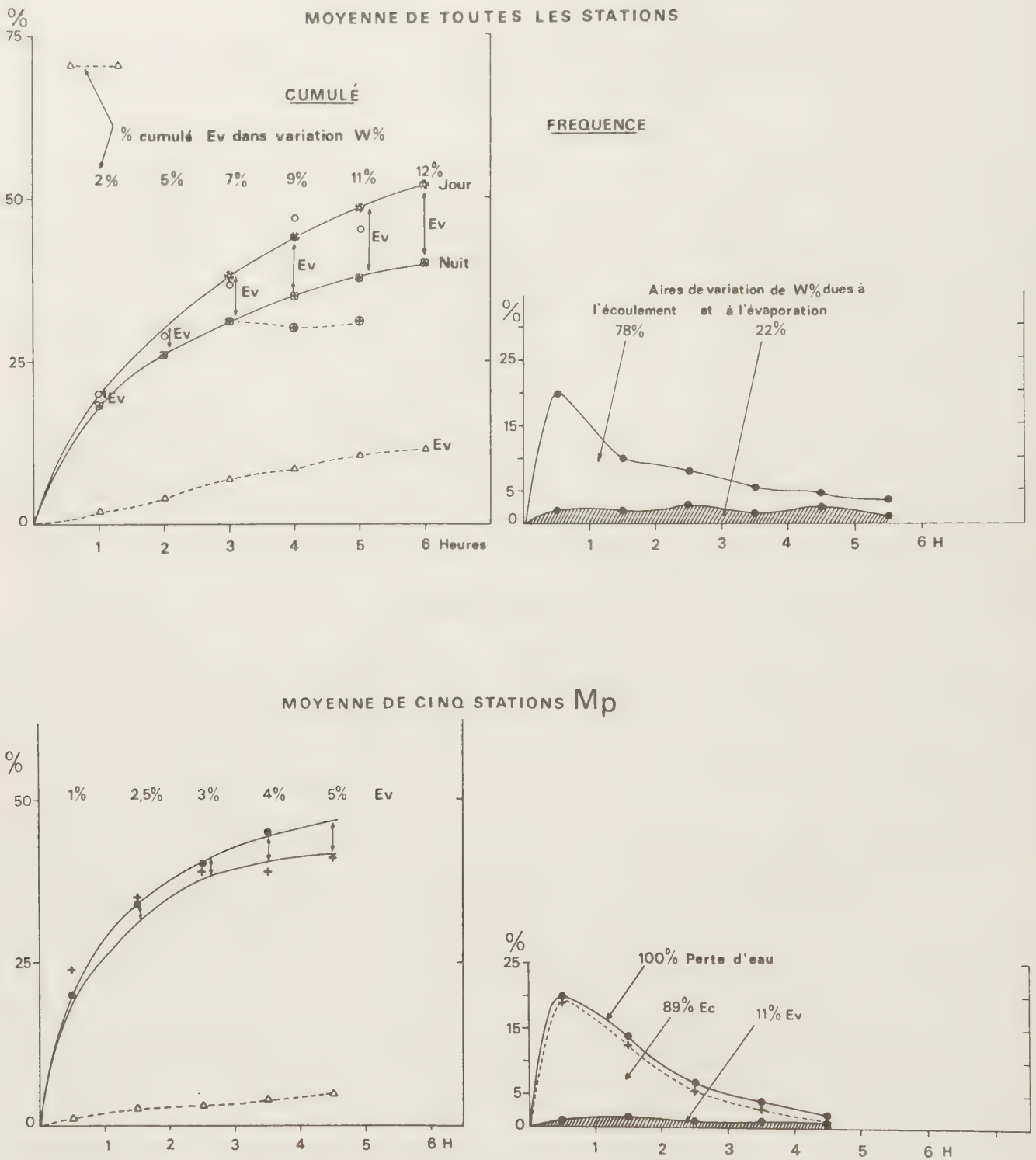


Fig. 24.— Variations de la teneur en eau, dues à l'écoulement et à l'évaporation apparente.

En résumé, sur les vasières, la teneur en eau varie, pour 80 à 90 %, par écoulement (ruissellement et percolation) et, pour 10 à 20 %, par évaporation apparente seulement. Les proportions relatives de ces deux facteurs ne sont pas identiques au cours de l'émersion ; l'évaporation apparente ne devient importante que 3 heures après le début de l'émersion, et elle entre alors pour moitié dans la diminution de la teneur en eau, tandis que les premières heures voient prédominer l'écoulement.

Ces premiers résultats n'expliquent pas les causes des variations du poids des chlorures contenus dans les ensembles eau-sédiment au cours de l'émersion (voir paragraphe 3, p. 94). Dans l'exemple de la station Mp. 31.7.73, le poids des chlorures diminue normalement au cours des deux premières heures, car l'écoulement a abaissé le poids total des chlorures dans l'ensemble eau-sédiment, bien que la chlorosité de l'eau interstitielle ait augmenté, indiquant qu'il y a donc eu une évaporation progressive dès le début de l'émersion. Par la suite, au cours des heures suivantes, le poids des chlorures croît sensiblement, malgré une teneur en eau pratiquement constante. En effet, toute perte d'eau par évaporation est compensée par l'ascension capillaire sous-jacente, et dans cette série d'observation l'évaporation "apparente" ne se manifeste pas. Dans les autres cas analysés, vers la fin de l'émersion, l'écoulement et l'évaporation apparente se partagent pour moitié la variation de la teneur en eau, la chlorosité augmentant toujours.

Il faut donc admettre un apport d'eau constant par ascension capillaire à partir des sédiments sous-jacents qui apportent de nouveaux sels dissous à l'interface air-sédiment.

3.2. ASCENSION CAPILLAIRE et EVAPORATION RÉELLE

3.2.1. MODE de CALCUL

Si nous reprenons les chlorures comme marqueurs, connaissant la teneur en eau de la vase superficielle, et la chlorosité de l'eau interstitielle, nous pouvons connaître, à toute heure d'observation, pour 100 grammes de sédiment :

- la perte d'eau par écoulement (variation du poids d'eau entre deux observations), considérée comme perte par le seul écoulement :

$$\text{Perte d'eau} = W \%_1 - W \%_2$$

- le poids de chlorures contenu dans chaque mélange eau-sédiment :

$$\text{Poids } \text{Cl}^-_1 = W \%_1 \times \text{Cl } \%_{o1}$$

- la variation réelle du poids des chlorures entre deux observations, qui peut être négative ou positive :

$$\Delta \text{Cl}^- \text{ réelle} = \text{Poids } \text{Cl}^-_2 - \text{Poids } \text{Cl}^-_1$$

- la perte de chlorures par expulsion d'eau par écoulement, obtenue par le produit du poids d'eau écoulé (perte d'eau) par la chlorosité moyenne entre deux observations :

$$\Delta \text{Cl}^-_{\text{Ec}} = [W \%_1 - W \%_2] \left[\frac{\text{Cl } \%_{o1} + \text{Cl } \%_{o2}}{2} \right]$$

Entre deux observations, l'évaporation réelle doit compenser la perte de poids des chlorures par écoulement : $\Delta \text{Cl}^-_{\text{Ec}}$, à laquelle il faut ajouter algébriquement la variation $\Delta \text{Cl}^- \text{ réelle}$ observée. L'équation donnant la variation de chlorures par évaporation réelle est alors :

$$\Delta \text{Cl}^-_{\text{Ev réelle}} = \Delta \text{Cl}^-_{\text{Ec}} + \Delta \text{Cl}^- \text{ réelle}$$

Cette somme algébrique représente la variation totale des chlorures par évaporation réelle. Ces chlorures sont apportés par l'eau interstitielle remontant à l'interface air-sédiment par ascension capillaire, eau dont la chlorosité est différente de celle des eaux interstitielles superficielles. Nous pouvons, par l'étude des carottes prélevées sur les emplacements de nos observations, connaître la chlorosité moyenne de cette eau remontée par ascension capillaire. Elle permet de calculer, par l'intermédiaire de ΔCl^-_{Ev} réelle abandonnée à l'interface sous l'effet de l'évaporation, le poids d'eau, parvenu à la surface et évaporé :

$$\text{Poids d'eau aspiré et évaporé} = \frac{\Delta Cl^-_{Ev} \text{ réelle}}{Cl \% \text{ sous-jacente}}$$

Dans ce calcul assez compliqué, nous admettons que toute variation de la teneur en eau de la pellicule superficielle est due à l'écoulement seul, et nous avons démontré que l'évaporation apparente peut entrer pour 10 à 20 % dans cette diminution. Nous verrons par la suite dans quelle mesure ce calcul n'est qu'approché.

3.2.2. DESCRIPTION de QUELQUES STATIONS

Nous connaissons donc le poids d'eau perdu par l'écoulement, et le poids d'eau perdu par évaporation, immédiatement compensé, en quasi totalité, par l'ascension capillaire des eaux interstitielles sous-jacentes.

Prenons par exemple la station Mp. 31.7.73 (tableau 20 et figure 25a). Pour 100 g de sédiment sec, il s'est écoulé 180 cm³ soit respectivement : 43 et 57 % de la quantité d'eau mobilisée. Ceci, au cours d'une émergence qui entraîne une diminution de la teneur en eau de 41 % de la teneur initiale (de 437 % à 257 %) et une augmentation de la chlorosité de 80 % de la teneur initiale (soit de 20,5 ‰ à 36,9 ‰). Les rapports :

$$\frac{\text{Perte d'eau par écoulement : } E_c}{\text{Perte d'eau par évaporation : } E_v}$$

traduisent un écoulement 2 fois plus important que l'évaporation au cours de la première heure, puis une égalité au cours de la seconde heure et enfin une prédominance de plus en plus forte de l'évaporation sur l'écoulement.

Cet accroissement rapide du rapport au cours du temps s'explique car :

- l'écoulement est très rapide et très important au début de l'émergence,
- l'évaporation réelle est pratiquement constante du début de l'émergence à la fin, et les écarts vont croissant.

La nuit, nous pouvons faire les mêmes calculs, toujours à partir de 100 grammes de sédiment sec. Il s'est écoulé 185 cm³ d'eau et évaporé seulement 24 cm³ pour amener la chlorosité de 20,9 ‰ à 22,1 ‰ (6 % d'augmentation), alors que la teneur en eau a diminué de 42 %. Les rapports E_c/E_v sont toujours favorables à l'écoulement; cependant, l'évaporation devient le tiers, puis la moitié de l'écoulement au milieu, puis à la fin de l'émergence.

Les autres exemples, dont les caractéristiques sont résumées dans le tableau 20, montrent des évolutions un peu différentes. La station Mp 3.07.73 (figure 25b) représente le maximum de variations observées sur les vasières dans les mêmes conditions : 270 cm³ d'eau déplacés par le couple évaporation-ascension capillaire, pour 210 cm³ d'eau écoulés (soit 1,3 fois plus d'eau évaporée). Les stations Ai 2.08.73 et Pt 27.9.73 (figure 25c, d) traduisent une évaporation plus ou moins tardive, où l'écoulement est prédominant pendant la ou les premières heures d'émergence, le poids des chlorures diminuant dans l'ensemble eau-sédiment. Ces différences sont essentiellement dues à l'importance de l'ensoleillement et à la cohésion du sédiment.

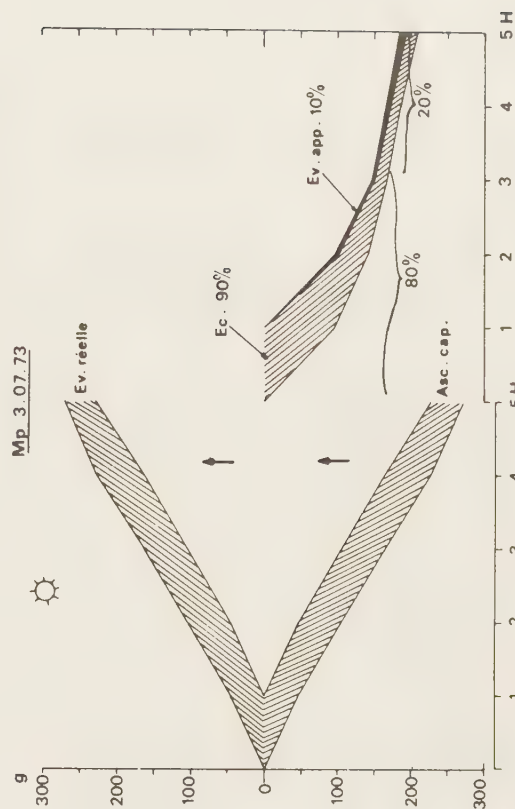
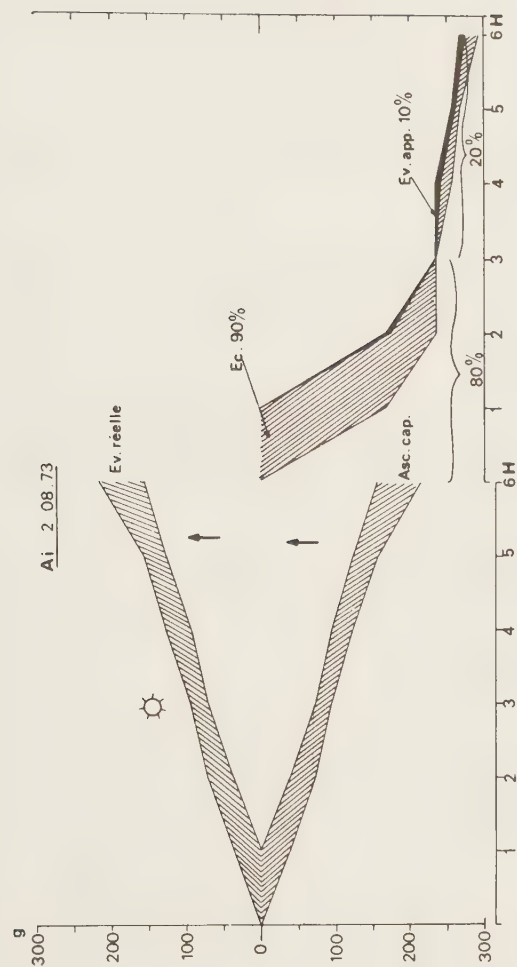


Fig. 25. — Volumes d'eau déplacés par écoulement —
Evaporation, ascension capillaire.

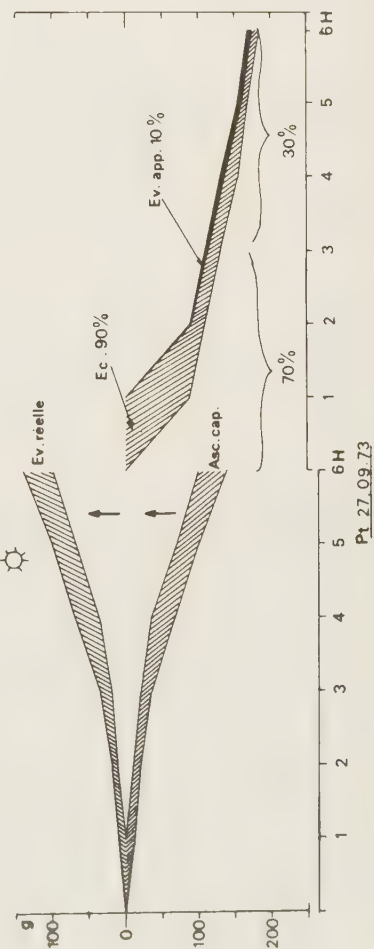
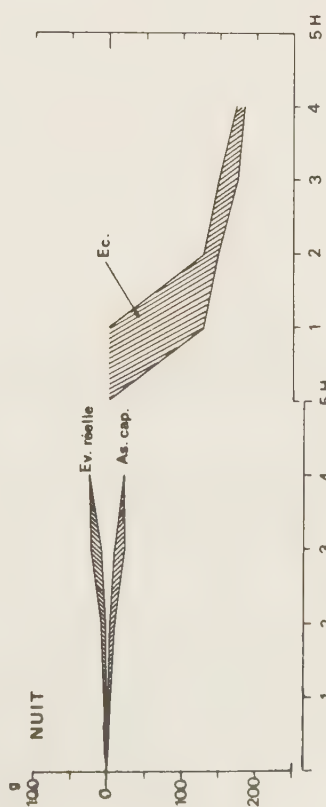
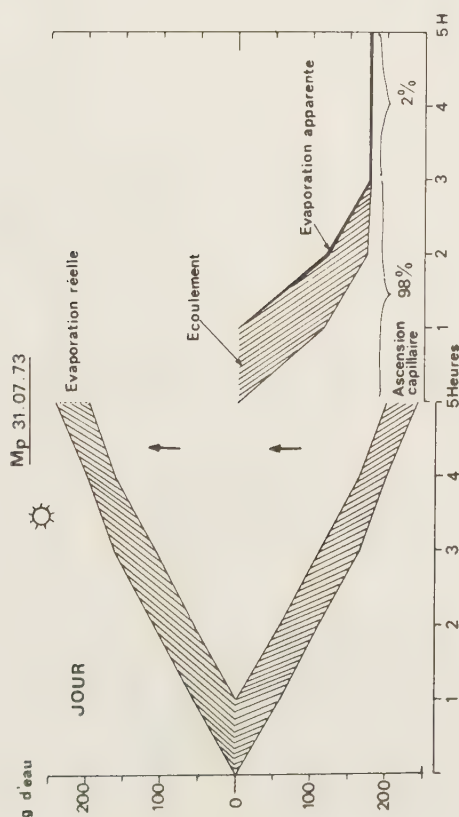


Tableau 20 — Volumes d'eau déplacés par écoulement - Evaporation, ascension capillaire — Station Mp. 31.07.73

Cl ⁻	Cl ⁻ MOY.	POIDS EAU	PERTE EAU ÉCOULEMENT	PDS Cl ⁻	Δ Cl ⁻ RÉEL	- Δ Cl ⁻ ÉCOULEMENT	+ Δ Cl ⁻ ÉVAPORATION	VOLUME REMONTÉ	Éc. Év.
20,47	21,97	437	117	8,945	-1,451	-2,570	+1,119	57,4	0,5
23,48	25,22	320	56	7,514	-0,397	-1,412	+1,015	52,0	1
26,96	28,95	264	4	7,117	+0,930	-0,116	+1,046	53,6	13
30,95	32,26	260	2	8,047	+0,617	-0,064	+0,681	34,9	17
33,58	35,24	258	1	8,664	+0,822	-0,035	+0,857	43,9	50
36,91		257		9,486			4,718	241,8	
+ 80 %		41 %	180 cc						
20,93	21,02	437	128	9,146	-2,623	-2,690	+0,067	3,4	0,03
21,11	21,28	309	19	6,523	-0,302	-0,404	+0,102	5,2	0,30
21,45	21,89	290	27	6,221	-0,348	-0,591	+0,243	12,5	0,50
22,33	22,44	263	10	5,873	-0,168	-0,224	+0,56	2,9	0,30
22,55		253		5,705			0,468	24,0	
+ 5 %		42 +	184 cc						
Station Mp 3.07.73									
20,72	22,04	386	94	7,998	-1,174	-2,072	+0,898	46,0	0,50
23,37	25,50	292	47	6,824	-0,052	-1,198	+1,146	58,8	1,2
27,64	30,10	245	25	6,772	+0,391	-0,752	+1,143	58,6	2,3
32,56	35,46	220	18	7,163	+0,586	-0,638	+1,224	62,8	3,5
38,36	40,64	202	25	7,749	-0,152	-1,016	+0,864	44,3	1,7
42,92		177		7,597			5,275	270	
%		%	209						

Tableau 20 — (suite) — Station Ai 2.08.73

Cl ⁻	Cl ⁻ MOY.	POIDS EAU	PERTE EAU ÉCOULEMENT	PDS Cl ⁻	Δ Cl ⁻ RÉEL	- Δ Cl ⁻ ÉCOULEMENT	+ Δ Cl ⁻ ÉVAPORATION	VOLUME REMONTÉ	Ec. Ev
20,36	21,20	508	- 168	10,343	- 2,846	- 3,562	+ 0,716	36,7	0,20
22,05	23,14	340	- 67	7,497	- 0,880	- 1,550	+ 0,670	34,4	0,50
24,24	25,07	273	- 1	6,617	+ 0,428	- 0,025	+ 0,453	23,2	23
25,90	27,15	272	- 21	7,045	+ 0,083	- 0,570	+ 0,653	33,5	1,6
28,40	29,54	251	- 11	7,128	+ 0,238	- 0,325	+ 0,563	28,9	2,5
30,69	33,24	240	- 24	7,366	+ 0,367	- 0,798	+ 1,165	59,7	2,5
35,80		216		7,733					
2,2 %		57 %					4,220	216	
Station Pt 27.09.73									
19,33	19,61	450	- 88	8,698	- 1,498	- 1,726	+ 0,228	11,7	0,13
19,89	20,07	362	- 22	7,200	- 0,315	- 0,441	+ 0,126	6,5	0,30
20,25	20,74	340	- 21	6,885	- 0,113	- 0,435	+ 0,322	16,5	0,78
21,23	22,31	319	- 23	6,772	+ 0,154	- 0,513	+ 0,667	34,2	1,5
23,40	24,45	296	- 15	6,926	+ 0,239	- 0,367	+ 0,606	31,1	2,0
25,50	26,60	281	- 15	7,165	+ 0,203	- 0,540	+ 0,743	38,1	2,5
27,70		266		7,368					
%		%					2,672	137	

Tableau 21

Tableau comparatif des mouvements d'eau dans la pellicule superficielle au cours de quelques émerisions caractéristiques
(pour un poids de 100 g de sédiment sec)

	VARIATION W % PAR RAPPORT W % INITIALE	W % INITIALE	W % FINALE	VARIATION CI % PAR RAPPORT à CI % INITIALE	CI % INITIALE	CI % FINALE	EAU ÉCOULÉE	EAU ÉVAPORÉE	A CHAQUE OBSERVATION Vol Ec / Vol Ev	VOLUME TOTAL Ec VOLUME TOTAL Ev
Mp 31.7.73 Jour	41 %	440	260	80	20,45	36,90	180 / 43%	242 / 57%	de 0,5 à 50 fois	Ev 1,3 fois Ec
Mp 31.7.73 Nuit	42 %	440	250	6	20,90	22,10	184 / 88%	24 / 12%	de 0,03 à 0,5 fois	Ev 0,13 fois Ec
Mp 3.7.73	54 %	385	175	107	20,7	42,9	210 / 44%	270 / 56%	de 0,5 à 3,5 fois	Ev 1,3 fois Ec
Ai 2.8.73	57 %	510	215	76	20,35	35,8	292 / 57%	216 / 43%	de 0,2 à 2,5 fois	Ev 0,74 fois Ec
Pt 27.9.73	41 %	450	265	43	19,30	27,7	184 / 57%	137 / 43%	de 0,1 à 3 fois	Ev 0,74 fois Ec

Mp 3.07.73 → été et soleil culminant au milieu de l'émersion

Ai 2.08.73 → été, soleil culminant au milieu de l'émersion mais forte cohésion du sédiment

Pt 27.9.73 → automne, soleil culminant en fin d'émersion.

Ici apparaissent donc les rôles primordiaux :

- de l'émersion lors du soleil culminant,
- de la microstructure de la pellicule superficielle et de la vase sous-jacente.

Ces 2 phénomènes conditionnent les effets de l'évaporation et de l'ascension capillaire.

3.2.3. DISCUSSION de ces RÉSULTATS

La première constatation est la disproportion entre les pertes d'eau par écoulement et celles par évapo-ascension capillaire, au cours d'une émersion : rapport moyen 2 à 3, dans les cas analysés, pouvant atteindre 50, temporairement, en fin d'émersion.

L'émersion provoque donc deux phénomènes distincts : écoulement responsable de la variation de la teneur en eau, et évaporation réelle, indépendante de la perte d'eau, car les vasières sont saturées en eau. Toutefois, le temps d'émersion, très court, ne permet pas à l'évaporation d'assécher la pellicule superficielle, car le milieu étant saturé, rien n'empêche l'eau interstitielle de remonter vers la surface des vasières découvrantes, du fait de l'aspiration capillaire résultant de l'évaporation.

Par contre, sur les hautes slikkes, au-dessus du niveau moyen des hautes mers de mortes-eaux, la succession des périodes de revif et de déchet se fait sentir. La pellicule superficielle des hautes slikkes peut rester émergée de 11 heures à 14 jours environ ; l'évaporation agit alors directement sur les variations de la teneur en eau et dessèche presque complètement les premiers centimètres de vase ($W\% < 10\%$). La vase des hautes slikkes peut être assimilée à un sol nu, où l'évaporation est brutale. En été, nous arrivons à un dessèchement complet, avec une couche de vase sèche protégeant les vases sous-jacentes d'une dessiccation plus importante, par rupture de lien capillaire (RODE, 1965 in DUCHAUFOUR, 1965) (phénomène de "self mulching" des pédologues américains). Dans certains cas, nous obtenons la dessiccation avec fentes de retrait polygonales ou des "mud-cracks" (BERTOUILLE, 1974).

Sur les basses slikkes, ce "self mulching" ne se produit jamais, car leur temps d'émersion est trop court. Nous savons que l'évaporation apparente n'intervient dans l'assèchement de la pellicule superficielle que pour 10 à 20 % de la variation de la teneur en eau. Mais ces 10 à 20 %, lors des plus fortes insulations d'été, ne représentent que 5 à 10 % du volume total des eaux mobilisées, ce qui est négligeable et confirme nos hypothèses de calcul (voir figure 24), où l'évaporation apparente représente la différence calculée entre les pertes en eau par évaporation réelle et les gains par ascension capillaire.

3.2.4. COMPARAISONS AVEC les PHÉNOMÈNES PÉDOLOGIQUES

Les pédologues utilisent la notion de "millimètre d'eau évaporée". La formule la plus utilisée, permettant le calcul, est celle de TURC (1955), s'appliquant à des terrains nus normalement drainés (DUCHAUFOR, 1965). Dans nos régions, l'évaporation correspond à 500 mm d'eau environ par an. Les pertes d'eau enregistrées dans nos calculs, pour des émergences moyennes de 6 heures par jour, correspondraient à :

200 mm par an pour Mp 31.7.73
 350 mm par an pour Mp 3.7.73
 175 mm par an pour Ai. 2.8.73
 140 mm par an pour Pt. 27.9.73.

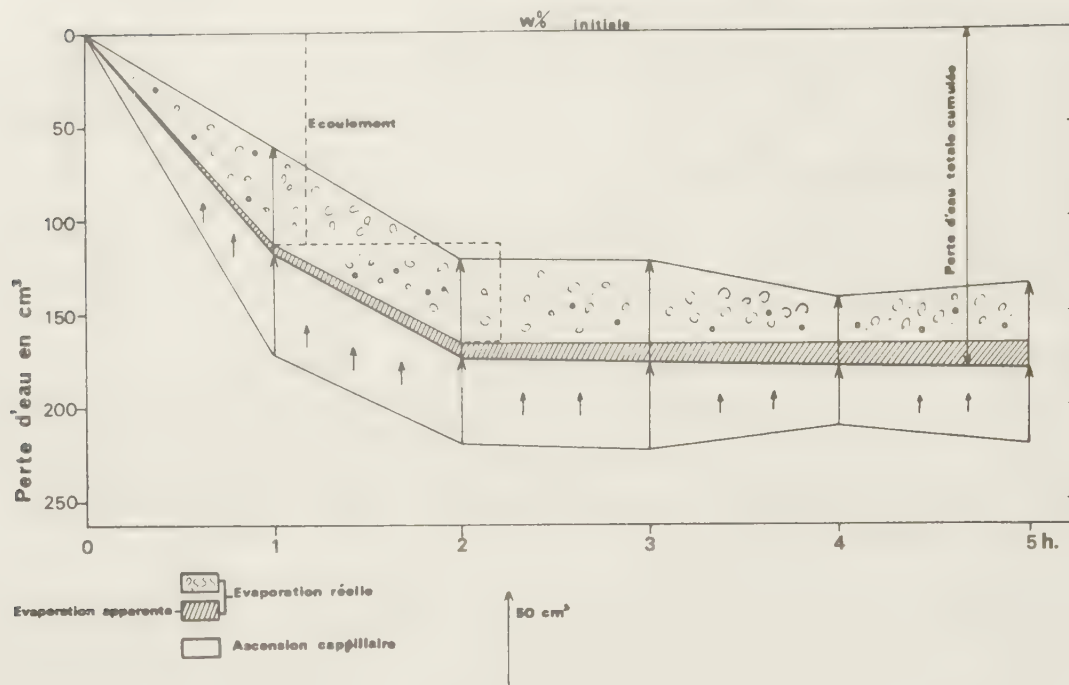


Fig. 26.— Bilan des mouvements d'eau dans la pellicule superficielle lors d'une émergence très ensoleillée : Mp. 31.07.73.

Nous sommes en milieu saturé d'eau. Ces valeurs sont plus faibles, mais compatibles avec celles indiquées par les pédologues pour des milieux analogues. Au cours des brèves émergences, la température de la pellicule superficielle, lors des plus forts ensoleillements, ne s'élève pas autant que dans une prairie, et de plus, l'évaporation intense empêche une forte élévation thermique, comme nous le verrons au chapitre X.

4-CONCLUSIONS sur les VARIATIONS de la TENEUR en EAU LORS des ÉMERGENCE

Entre le début et la fin d'une émergence, les pertes en eau sont principalement dues à l'écoulement (80 à 90 %), au ruissellement selon la pente des mégarides des vasières, et à la percolation. Toutefois, le rôle de la percolation est très limité le jour par forte insolation, car l'ascension capillaire, compensant l'évaporation, s'oppose au mouvement vertical descendant des eaux.

Le reste des pertes d'eau (10 à 20 %) est le résultat d'une évaporation dite "apparente". En effet, l'évaporation réelle met en mouvement des volumes d'eau plus importants que ceux par écoulement (2 à 3 fois), mais elle est compensée presque entièrement par l'ascension capillaire qui remonte les eaux de la vase sous-jacente. La différence entre évaporation réelle et ascen-

sion capillaire donne l'évaporation apparente que nous observons, correspondant seulement à 5 à 10 % du volume des eaux mobilisées (fig. 26).

L'écoulement est un facteur lié à la pente et restera constant été comme hiver, jour et nuit ; l'évaporation sera un facteur essentiellement diurne, liée à l'ensoleillement, et à un moindre degré à la microstructure des vases. Elle aura des conséquences extrêmement importantes :

- elle accumule et concentre les sels dans la pellicule superficielle, ce qui donnera lieu à des variations rhéologiques, à des comportements physiques différents vis-à-vis de l'érosion et à des échanges chimiques que nous étudierons plus loin ;
- elle entraîne, par aspiration capillaire, une ascension importante d'eau à partir des sédiments sous-jacents qui homogénéise les eaux interstitielles dans la zone de balancement capillaire, comme nous le verrons dans l'étude des carottes au cours de la 3ème partie.

■■■■■■■■

CHAPITRE VII

PROPRIÉTÉS MÉCANIQUES ET RÉSISTANCE A L'ÉROSION DE LA PELLICULE SUPERFICIELLE

1 - INTRODUCTION

Dans ce chapitre, nous essaierons de relier l'état physique de la pellicule superficielle des vasières à ses propriétés mécaniques, facilement mesurables. Les échantillons, remaniés lors du prélèvement de la vase superficielle, sont souvent très fluides, au-delà de la limite de liquidité. Nous pouvons les considérer comme des suspensions, dans l'eau de mer, d'éléments très fins (quartz, feldspaths, calcite, minéraux argileux, etc...) assimilables à des systèmes visco-plastiques (liquide de BINGHAM), doués d'une thixotropie plus ou moins importante selon leur teneur en eau, leur nature et leur microstructure (DURAND et LAFUMA, 1960 – MIGNIOT, 1968). Ceci admis, il est alors possible d'étudier leurs propriétés rhéologiques (limite d'écoulement, viscosité et thixotropie) à l'aide de viscosimètre à corps tournant, et d'en suivre le comportement mécanique au cours des émergences.

1.1. APPAREILLAGE et TECHNIQUE

Les mesures rhéologiques ont été faites à l'aide du viscosimètre à corps tournant "Rhéotest" type LV 5, à 12 vitesses de rotation, allant de 5/9 tours/minute à 253 t/mn. Les échantillons étudiés sont introduits dans l'appareil et laissés au repos pendant cinq à quinze minutes avant de commencer les mesures (GOULEAU, 1973). Les rhéogrammes, avec en ordonnée la vitesse de rotation et en abscisse la tension de cisaillement (en dyne/cm²), permettent de calculer

– la limite d'écoulement τ_a (comparable au τ_y = "yield value" des anglo-saxons ⁽¹⁾) par l'intersection des lignes droites du rhéogramme avec l'axe des abscisses ;

– la thixotropie : rapport de la limite τ_a avant agitation et de la limite τ_r après agitation – RUNACHER, 1970 ;

– la viscosité absolue des sédiments en mouvement, exprimée en centipoises (pente de la droite avec l'axe des abscisses) par la formule :

$$\eta = \frac{\tau_{12} - \tau_a}{D_{12}} \times 100$$

où τ_{12} : tension d'écoulement à la vitesse V_{12} (dynes/cm²) – τ_a : dynes/cm² ; D_{12} : vitesse de déformation en s⁻¹ ;

(1) La «yield value» est la tension nécessaire qu'il faut appliquer à un cylindre immergé dans un échantillon pour déclencher le début de sa rotation (viscosimètre du type Brookfield) – MIGNIOT, 1968.

- la viscosité dynamique pour certaines vitesses de rotation (81 tours/mn).

1.2. PARAMETRES MESURES en MÉCANIQUE des SOLS

En mécanique des sols, la résistance au cisaillement τ est donnée par la formule de COULOMB :

$$\tau = C + \sigma \operatorname{tg} \varphi$$

où $C \rightarrow$ est la cohésion du sédiment (dynes/cm²)

$\varphi \rightarrow$ angle de frottement interne de l'échantillon

$\sigma \rightarrow$ contrainte appliquée à l'échantillon lors des essais de compression.

Les essais de résistance au cisaillement se font en milieu drainé (boîte de CASAGRANDE - Appareil triaxial...) où l'eau interstitielle peut s'échapper. D'autres mesures se font en milieu non drainé ; l'expression de la résistance au cisaillement reste la même, mais on y ajoute l'indice "u" (undrained) pour bien préciser le type de mesure.

Dans ce cas, l'eau contenue dans les échantillons de sols s'oppose aux contraintes de cisaillement et on doit alors défalquer la pression interstitielle U . D'après TERZAGHI, on obtient l'expression suivante :

$$\tau = C_u + (\sigma - U) \operatorname{tg} \varphi_u$$

Ces deux formules sont applicables à tout échantillon de sol. Dans le cas des argiles molles, saturées d'eau, remaniées (c'est le cas de nos vases marines), nous pouvons faire deux approximations, allant dans le même sens et simplifiant les formules ;

- comme nous sommes dans un milieu cohérent, pauvre en sable, φ_u peut être négligé, bien que l'angle de frottement ne soit pas nul (LEONARDS, 1968) ;

- dans un milieu où la consolidation n'a pas commencé, les contraintes au cisaillement s'exerceront sur l'eau interstitielle des milieux saturés et $\sigma = U$.

La résistance au cisaillement, en essai non drainé, d'un milieu argileux saturé et remanié est alors égale, en approximation, à la cohésion

$$\tau = C_u = C$$

(TERZAGHI et PECK, 1965 - LEONARDS, 1968 - KELLER, 1969 - LAVÉ, 1972).

Dans le cas des essais non drainés, sur les sols plus consistants, la cohésion d'un sol est communément mesurée à l'aide des appareils de type "vane-test" (scissomètre) ou rhéotest (COSTET et SANGLERAT, 1969), ou par l'utilisation du "fall-cone" (HANSBO, 1957) qui donnent tous les résultats très comparables entre eux (KELLER, 1969).

1.3. COMPARAISON de la RHÉOLOGIE AVEC les MÉTHODES de la MÉCANIQUE des SOLS

Nous avons fait des mesures coordonnées de la cohésion de nos vases par le "fall-cone" et de la limite d'écoulement τ_a par le Rhéotest. La vase étant souvent très fluide et toujours remaniée, nous avons préféré adopter, avec de nombreux auteurs, une technique consistant à considérer

qu'une vase laissée au repos 15 minutes reprend ses propriétés originelles, et qu'elle peut être assimilée à une vase "non remaniée" ; nous l'appellerons ainsi dans ce travail. Les mesures dites "remaniées" seront celles qui suivront immédiatement l'agitation de la vase.

La succession des mesures est la suivante .

- ① Brassage vigoureux de tout l'échantillon (déjà remanié).
- ② Introduction dans le Rheotest - 15 minutes d'attente avant le début des mesures.
- ③ Mesure au fall-cone de la vase immédiatement remaniée : C_R (pendant l'attente au Rheotest).
- ④ Détermination de τ_a et de τ_r au Rheotest : agitation d'une minute à vitesse maximum de rotation avant de mesurer les tensions de cisaillement à vitesse décroissante.
- ⑤ Mesure au fall-cone de C_R , cohésion sur la vase reposée dite "non remaniée".

Voici les valeurs moyennes en g/cm^2 trouvées pour 3 vasières :

Tableau 22

Lieu	Nombre d'échantillons observés	Vase "non remaniée"			Vase "remaniée"			Thixotropie	Sensibilité
		τ_a	C_A	différence %	τ_r	C_R	différence %	τ_a/τ_r	C_A/C_R
Mouillepie (Bourgneuf)	34	2,31	2,27	2	1,91	1,60	20	1,21	1,42
Aiguillon	41	2,70	2,41	12	2,03	1,62	25	1,33	1,49
Tréguier (Vilaine)	14	1,53	1,52	0	1,28	1,10	16	1,20	1,38

Comparaison cohésion "Fall-cone" - Limite d'écoulement "Rheotest"

τ et C sont exprimés en g/cm^2 , plus commodes que les dynes et les pourcentages calculés par $\frac{\tau - C}{\tau} \times 100$. Voir les courbes τ et C en fonction de $W\%$ pour la répartition des mesures (fig.27).

Ce tableau montre une bonne concordance des mesures "non remaniées", principalement pour les vases de Mouillepie et de Tréguier. Par contre, l'écart observé dans le cas de l'Aiguillon peut s'expliquer par le déroulement des mesures : la cohésion "non remaniée", mesurée avec le "fall-cone", ne représente pas la cohésion initiale, car les propriétés thixotropiques ou la sensibilité de ces vases sont très importantes, et les 15 minutes d'attente ne sont pas suffisantes pour que ces vases reprennent leur cohésion initiale.

Après remaniement, les différences entre les deux types de mesures sont importantes (15 à 25 %). Il semble que τ_r soit trop élevé, car l'agitation provoquée par la rotation du cylindre de mesure, dans l'espace annulaire du viscosimètre, serait insuffisante, bien inférieure au brassage manuel préopératoire.

Le rapport τ_a/τ_r représente la thixotropie. La sensibilité de la vase est mesurée par le rapport C_A/C_R , et serait alors beaucoup plus importante que la thixotropie. Mais ces mesures sont arbitraires, car le prélèvement lui-même de la pellicule superficielle remanie entièrement la vase. De plus, pour une question de commodité technique, par suite de l'évaporation importante dans un laboratoire, nous n'avons pas attendu suffisamment pour que la vase récupère sa cohésion d'origine.

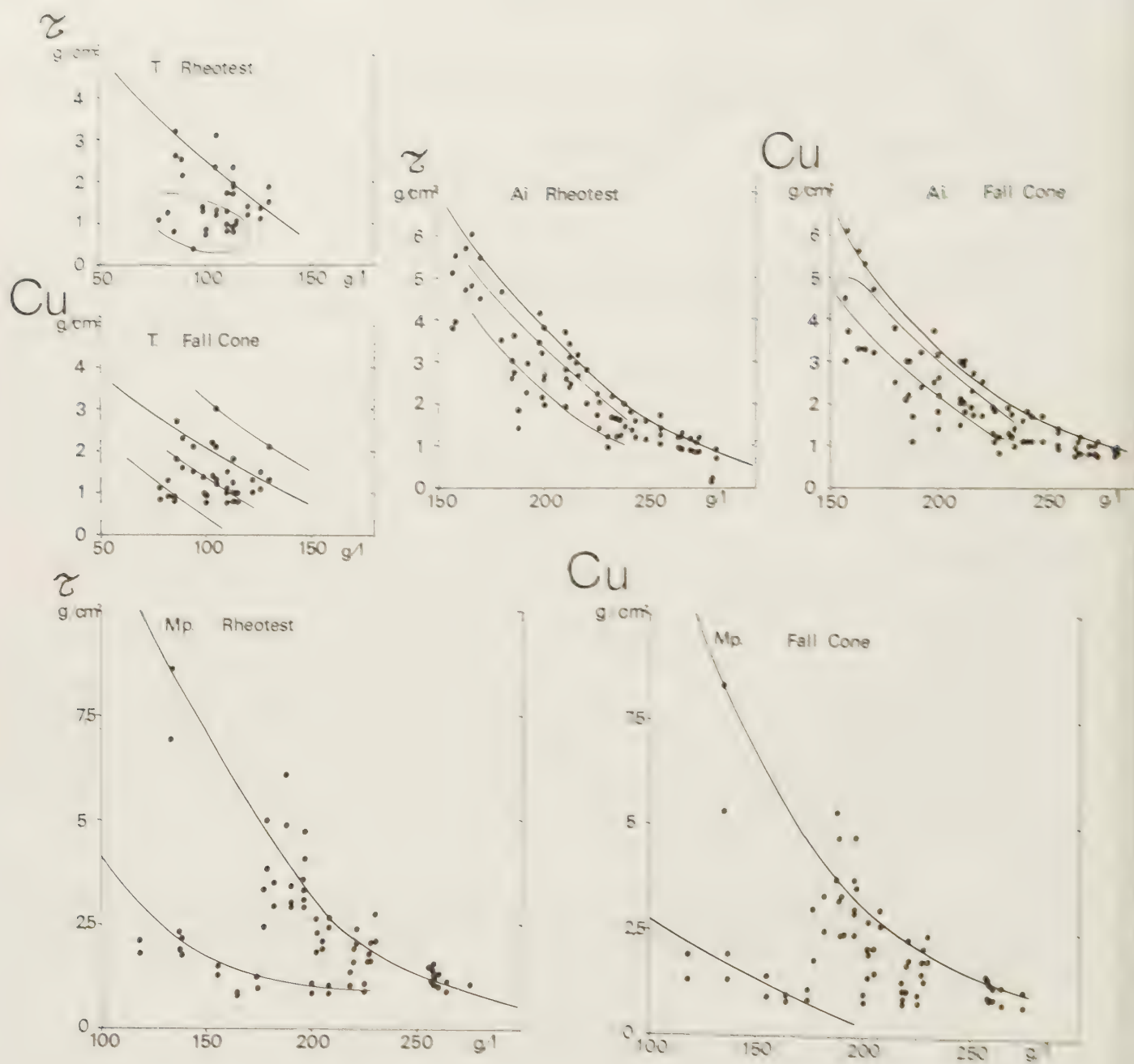


Fig. 27. — Comparaison cohésion C_u "Fall-Cone" et limite d'écoulement z "Rheotest" en fonction de la concentration en sédiment sec (g/l).

Cependant, il en résulte qu'avant remaniement la mesure de la limite d'écoulement correspond approximativement à la cohésion mesurée au "fall-cone". Or, d'après certaines approximations et simplifications vues précédemment, les mécaniciens du sol assimilent la résistance au cisaillement à la cohésion pour les argiles saturées, remaniées, ce qui est le cas des vases de la pellicule superficielle.

Nous pouvons donc dire que la limite d'écoulement représente bien un paramètre mécanique dépendant de l'état physique de la surface de la vase. Ceci nous permet de décrire les variations des propriétés mécaniques de la pellicule superficielle au cours des émergences, d'analyser l'importance de la fraction sableuse et de la concentration en électrolytes de l'eau interstitielle sur ces variations.

2 - DESCRIPTION des VARIATIONS

2.1. VARIATIONS GLOBALES

Dans ce paragraphe, nous allons décrire les variations des paramètres mécaniques en fonction de la concentration en grammes par litre de sédiment sec, sans tenir compte de leur position au cours des émergences. Cette manière de procéder permet de définir divers types de pellicule superficielle que nous retrouvons sur les différentes vasières.

2.1.1. LIMITE D'ÉCOULEMENT τ_a = C_u cohésion en essai non drainé

— En baie de la Vilaine, le report des limites d'écoulement en fonction de la concentration, en tenant compte des pourcentages de la fraction grossière (comprise entre 0,125 et 0,44 mm), définit trois ensembles (Figure 28a).

- * I : Fraction grossière < 10 % ; τ_a varie de 400 à 1200 dynes/cm² pour une concentration de 300 à 400 g/l.
- * II : Fraction grossière comprise entre 10 et 20 % ; la limite d'écoulement varie de 130 à 400 dynes/cm² et plus, pour une concentration de 300 à 660 g/l.
- * III : Fraction grossière supérieure à 20 % ; τ_a passe de 100 à 3000 dynes/cm² lorsque la concentration augmente de 400 à 800 g/l.

Donc la fraction sableuse de ces pellicules superficielles est le principal facteur de variation de la limite d'écoulement : les forts pourcentages de la fraction grossière abaissent considérablement les propriétés mécaniques, tout en diminuant la teneur en eau. Nous reviendrons sur ce sujet ultérieurement.

— En baie de Bourgneuf (fig. 28b)

Trois ensembles s'individualisent nettement :

- ① → concentration de 200 à 350 g/l = τ_a varie de 100 à 600 dynes/cm²
- ② → concentration de 250 à 600 g/l = τ_a varie de 100 à 2000 dynes/cm²
- ③ → concentration de 250 à 600 g/l = τ_a varie de 600 à 8000 dynes/cm².

L'ensemble ① correspond à la crème de vase, le ② à des vases instables pourvues d'un pourcentage de sable important (> 10 %), l'ensemble ③ à une vase stabilisée sans fraction grossière importante.

— En baie d'Oléron (fig. 28c)

Comme dans la baie de Bourgneuf, nous trouvons trois ensembles.

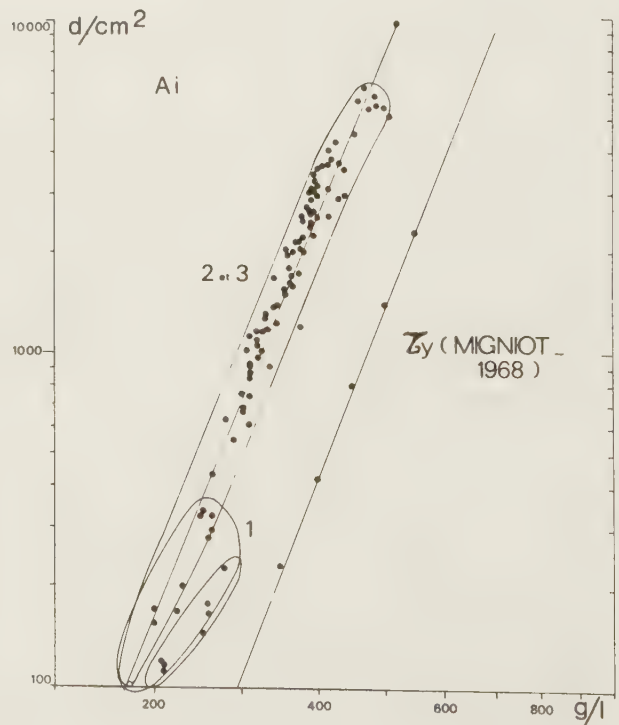
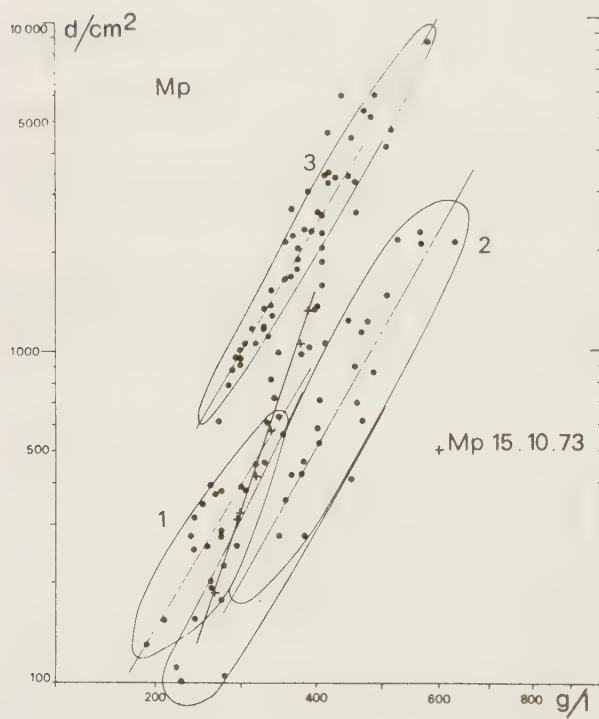


Fig. 28.— Variation de la limite d'écoulement en fonction de la concentration en sédiment sec (g/l).

- ① de 200 à 300 g/l, τ_a varie de 200 à 400 dynes/cm²; c'est la crème de vase
- ② de 250 à 450 g/l, τ_a varie de 200 à 3000 dynes/cm² avec une fraction sableuse comprise entre 1 et 5 %.
- ③ de 200 à 400 g/l, τ_a varie de 200 à 3000 dynes/cm², c'est la vase stabilisée, sans fraction grossière peu représentée, dans cette baie.

Un quatrième groupe se sépare du reste par son pourcentage de fraction grossière supérieur à 10 % : de 250 à 450 g/l, τ_a varie de 100 à 800 dynes/cm²; l'axe de l'enveloppe de ce groupe est intermédiaire entre celui de Tréhigui II et de Bourgneuf ②. (figure 29).

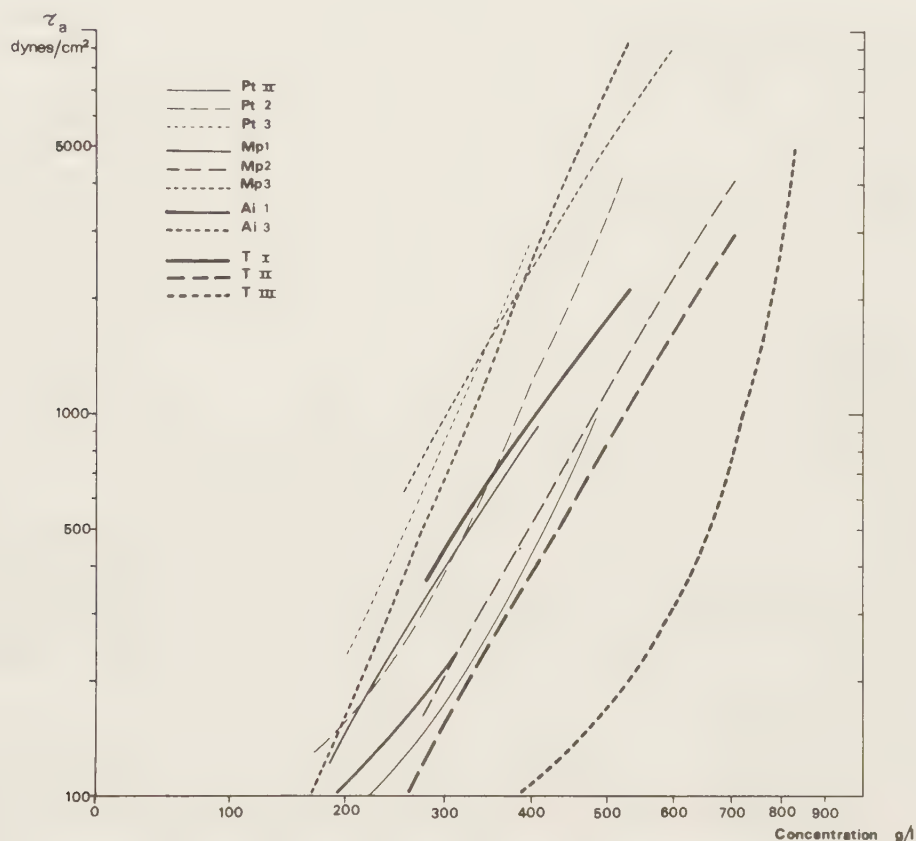


Fig. 29.— Axes des enveloppes des groupes de sédiments définis par leur limite d'écoulement, en fonction de leur concentration.

— En baie d'Aiguillon (fig. 28 d)

La limite d'écoulement permet de distinguer deux ensembles seulement :

- ① concentration de 200 à 300 g/l ; τ_a varie de 110 à 300 dynes/cm² que l'on peut attribuer à la crème de vase.
- ② et ③ concentration de 280 à 500 g/l ; τ_a varie de 600 à 6000 dynes/cm² ; c'est la vase stabilisée. Les points se répartissent très bien au long d'une droite montrant que les échantillons à fortes salinités (> 40 ‰) ont tendance à se regrouper vers les valeurs élevées de la limite d'écoulement.

La viscosité dynamique divisera cet ensemble en deux : vase instable et vase stabilisée dont les pourcentages en fraction sableuse sont inférieurs à 1 %.

En résumé, la limite d'écoulement traduit l'existence de plusieurs états physiques de la pellicule superficielle des vasières ;

- ① crème de vase, faible concentration, faible limite d'écoulement,
- ② vase instable, bien représentée à Bourgneuf et à Oléron, possédant un pourcentage de sable fin variable, mais supérieur à 2%,
- ③ vase stabilisée à forte limite d'écoulement et forte cohésion : jusqu'à 8000 dynes/cm^2 .

Dans une publication antérieure (GOULEAU, 1973), nous avons parlé d'une "vase instable", dont les limites d'écoulement étaient intermédiaires entre "crème de vase" et "vase stabilisée". Dans la description ci-dessus, nous avons conservé ce terme, mais il nous apparaît maintenant que la fraction grossière semble responsable de cette distinction. En effet, pour les vases de Tréhiguier, le pourcentage croissant de sable très fin définit trois ensembles où la limite d'écoulement s'abaisse lorsque croît la quantité de sable dans le sédiment global.

Cependant, cette distinction entre vases instable et stabilisée semble nécessaire, car la vase instable correspond à une réalité sédimentologique : c'est le terme de passage entre "crème de vase", non évoluée structuralement, facile à remettre en suspension, et la "vase stabilisée", à microstructure bien charpentée, qui ne peut plus être érodée, sinon par des courants très violents. La présence de sable laisse planer un doute quant à l'existence réelle de la "vase instable" dans les baies de Bourgneuf et d'Oléron. Mais, dans la baie de l'Aiguillon, la viscosité dynamique de la pellicule superficielle permettra de séparer le grand groupe défini par la limite d'écoulement en deux sous-ensembles de viscosité dynamique voisine, certes, mais de variations légèrement différentes, montrant la réalité de ces deux types de vases.

Si l'on compare les axes-enveloppes des divers groupes énumérés, chaque pellicule superficielle est légèrement différente d'une région à l'autre (fig. 29, p.113). La vase stabilisée présente deux axes parallèles pour les baies de l'Aiguillon et d'Oléron, mais légèrement différents de ceux obtenus dans les baies de Bourgneuf et de Vilaine. Les premiers montrent une progression plus rapide de la limite d'écoulement en fonction de la concentration en sédiment sec (pente plus forte) que les seconds, indiquant une acquisition plus rapide d'une microstructure évoluée lors de l'expulsion de l'excès d'eau interstitielle. Ce phénomène est dû sans doute à la nature minéralogique et chimique du complexe sol-eau, très légèrement différent d'une région à l'autre.

Par contre, l'apparition d'une fraction sableuse fine importante homogénéise les comportements ; pour les ensembles comportant 5 à 20 % de sable, les axes sont parallèles pour les baies de Bourgneuf, de la Vilaine et d'Oléron. Ceci montre que les vases "instables", malgré une situation géographique et une origine minéralogique différentes, auront le même comportement vis à vis de l'érosion.

2.1.2. VISCOSITÉ ABSOLUE, DYNAMIQUE ou RELATIVE

La viscosité absolue, définie par la pente de la droite tension d'écoulement-vitesse de rotation des rhéogrammes, ne permet pas de distinguer nettement les ensembles décrits précédemment. Les variations sont assez faibles, par rapport à l'eau (1,0 cp à 10°C):

- de 10 à 80 cp pour Tréhiguier - Vilaine ,
- de 10 à 200 cp pour Mouillepied - Bourgneuf ,
- de 10 à 250 cp pour Aiguillon ,
- de 10 à 50 cp pour Piédemont - Oléron ,

et surtout ne présentent pas une bonne distribution entre les divers états mécaniques de la pellicule superficielle.

Les liquides non-newtoniens présentent une viscosité dynamique variable lorsqu'ils sont soumis à des tensions croissantes. Pour les fluides de BINGHAM, la viscosité dynamique varie en fonction inverse de la vitesse de rotation ; il est possible de représenter les variations de la viscosité dynamique, en fonction de la vitesse de rotation du corps de mesure, de la même manière que pour les tensions d'écoulement (rhéogrammes).

Mais, pour comparer les échantillons entre eux, nous pouvons utiliser la viscosité dynamique pour une certaine vitesse de rotation, toujours la même, dans le même système de mesure : cylindre tournant et godet. Nous avons considéré la vitesse 81 tours/minutes, se rapprochant de la vitesse choisie par MIGNIOT (1968 — 60 tours/minutes) utilisant un viscosimètre BROOKFIELD, afin de tenter quelques comparaisons.

Nous obtenons alors la viscosité dynamique des vases soumises à une vitesse de rotation de 81 tours/minutes dans l'espace annulaire du viscosimètre, ou encore appelée viscosité relative. C'est celle qu'aurait un liquide newtonien donnant le même couple de cisaillement pour cette même vitesse (fig. 30, a, b, c, d).

Comme pour la limite d'écoulement, chaque ensemble est défini par certaines valeurs de la viscosité dynamique. Nous ne reprendrons pas toutes les descriptions précédentes, mais nous indiquerons seulement quelques caractères particuliers (voir tableau 23).

* Baie de la Vilaine

Les trois ensembles sont encore bien définis ; la viscosité relative la plus forte se rencontre dans les sédiments ayant la fraction grossière la moins importante, en tenant compte, bien entendu, de la concentration des mixtures. L'introduction d'un stock sableux de plus en plus important diminue donc la viscosité dynamique.

* Baie de Bourgneuf

La crème de vase, ensemble ①, ne s'individualise pas : elle constitue la base de l'ensemble ②, où le sable entre pour 5 à 10 % du sédiment ; la viscosité dynamique de la "crème de vase" est inférieure à 100 cp.

La vase instable se sépare en deux sous-groupes : l'un à fraction grossière inférieure à 10 %, l'autre supérieure à 10 %. Nous retrouvons le même phénomène qu'à Tréhiguier (Vilaine).

* Baie de l'Aiguillon

La viscosité dynamique permet de séparer les vases stables des vases instables et de justifier ce dernier terme. La limite d'écoulement présentait une variation continue en fonction de la concentration en sédiment sec. Ici, la viscosité définit deux domaines très voisins, indépendamment de la fraction grossière qui reste inférieure à 2 % :

- l'un de 35 à 200 cp → vase instable,
- l'autre de 140 à 1700 cp → vase stabilisée.

La vase instable a une viscosité dynamique légèrement inférieure à la vase stabilisée par suite d'une réorganisation moins avancée de la microstructure, après le stade de crème de vase. Elle se situe vers la droite des graphiques, alors que, si elle suivait la même loi, nous devrions la trouver vers la gauche, comme dans les courbes de MIGNIOT (fig. 31).

La vase instable est donc bien une réalité naturelle et la viscosité relative, ou dynamique permet de la distinguer des vases stabilisées lorsque la fraction sableuse est pratiquement nulle dans les deux types de sédiments.

Types	Dénomination	Concentration g/l	α dynes/cm ²	Viscosité dynamique à 81 tours/mn en cp	Thixotropie
Tréguier	I FG < 10 %	300 à 420	380 à 1300	70 à 300	
	II FG ≥ 10 % FG < 20 %	300 à 600	130 à 2000	30 à 600	1,0 à 1,25
	III FG > 20 %	400 à 800	100 à 3000	30 à 800	
Bourgneuf	1 Crème vase	200 à 350	100 à 600	< 100 cp	1,0 à 1,10
	2 Vase instable 5 à 15 % FG	200 à 400 300 à 600	100 à 2000	< 10% 40 à 500 < 10% 30 à 600	1,2 à 1,4
	3 Vase instable FG < 2 %	250 à 600	600 à 8000	200 à 1700	1,2 à 1,4
Aiguillon	1 Crème vase	200 à 300	100 à 300	35 à 200	1,1 à 1,2
	2 Vase instable	280 à 500	600 à 6000	140 à 1700	1,25 à 1,40
	3 Vase stable				1,25 à 1,50
Piédemont	1 Crème vase	200 à 300	200 à 400	< 100 cp	1,00 à 1,20
	2 Vase instable 1 à 5 % FG	250 à 450	200 à 3000	100 à 700	1,15 à 1,40
	3 Vase stable	200 à 400	200 à 3000	50 à 600	1,25 à 1,60
	II > 10 %	250 à 450	100 à 800	50 à 350	1,20 à 1,30

Tableau 23 — Caractéristiques mécaniques des divers types de pellicule superficielle

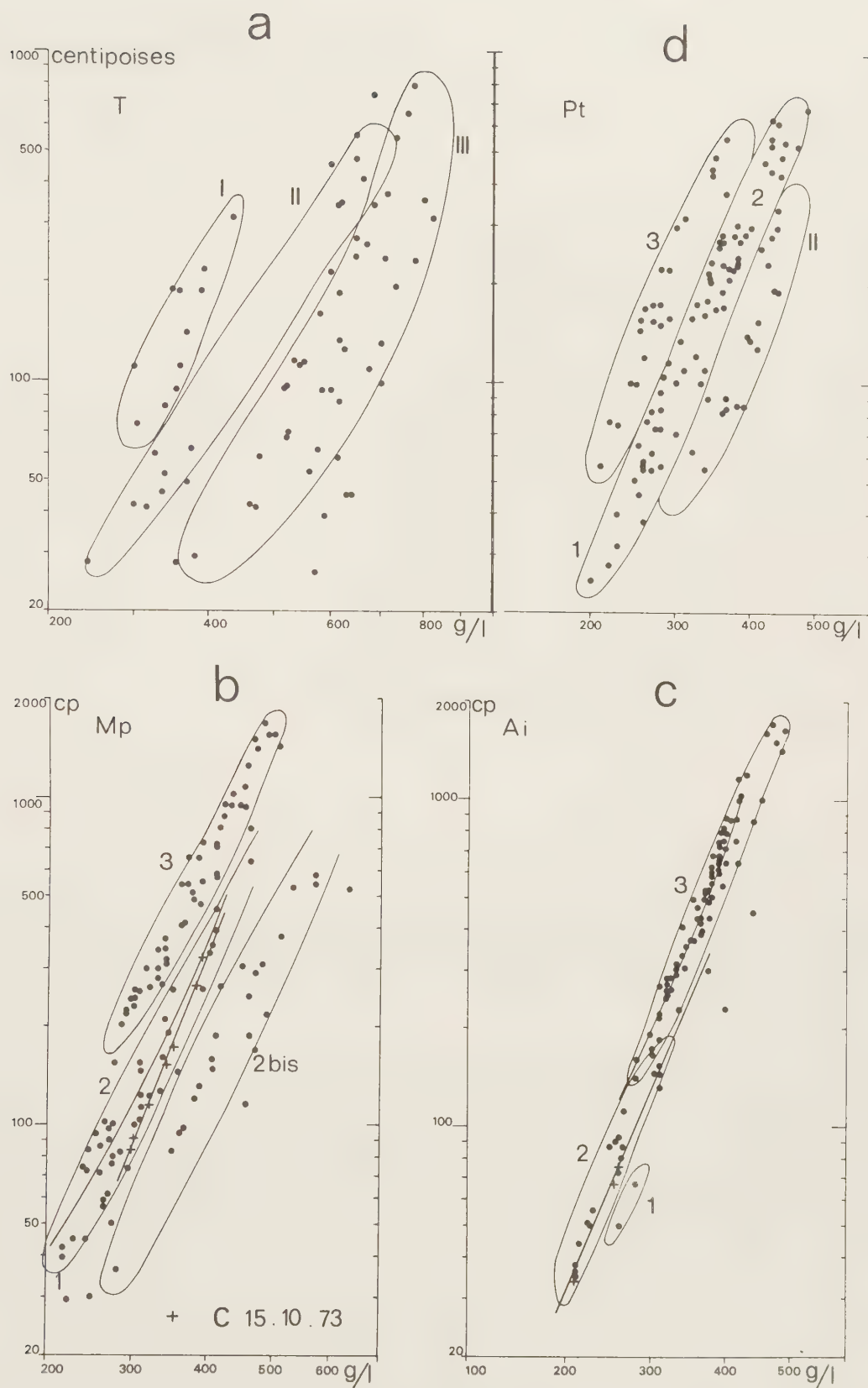


Fig. 30.- Variation de la viscosité relative (à 81 tours/minute) en fonction de la concentration.
a - Vilaine T c - Aiguillon Ai
b - Bourgneuf Mp d - Oléron Pt

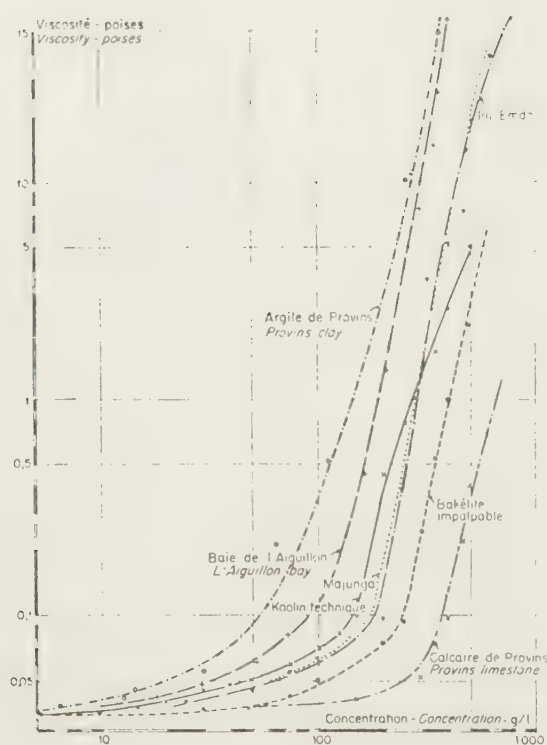


Fig. 31.- Comparaison des courbes de viscosité relative de différentes vases.
(d'après MIGNIOT, 1968, p. 601).

* Baie d'Oléron

Nous trouvons l'ensemble "vase instable" très bien représenté, avec à sa base la crème de vase (viscosité inférieure à 100 cp). La vase stabilisée n'a été rencontrée que 3 fois au cours des 10 stations; mais elle possède bien un domaine particulier, nettement distinct des autres. La vase instable se sépare en deux fractions, comme dans la baie de Bourgneuf.

En résumé

La viscosité dynamique, ou relative, traduit bien les 3 états physiques de la pellicule superficielle des vasières.

- Vase stabilisée, où les viscosités sont très fortes, supérieures à 150 cp jusqu'à 1700 cp mesurés, mais pouvant atteindre 10^6 cp pour des concentrations de 1000 g/l (MIGNIOT, 1968).

- Vase instable, à viscosité plus faible.

- Crème de vase, à viscosité inférieure à 100 cp.

Dans l'ordre des viscosités décroissantes, nous trouvons les vases peu concentrées (< 400 g/l) des baies de Bourgneuf, d'Aiguillon et d'Oléron, puis les vases de plus en plus sableuses (instables) des différentes baies et de la Vilaine. Ainsi, il est possible de déterminer les vases qui seront les plus difficiles à éroder : en premier lieu Bourgneuf et Aiguillon, là où les vasières sont très étendues et très actives; à un degré moindre, Oléron, où nous avons peu

rencontré de vase stabilisée ; enfin, la baie de la Vilaine, dont la pellicule superficielle est très enrichie en sablons par suite d'un tirage sélectif depuis la fermeture du barrage d'Arzal.

De plus, soulignons que la viscosité relative ou dynamique est très influencée par le pourcentage de la fraction sableuse.

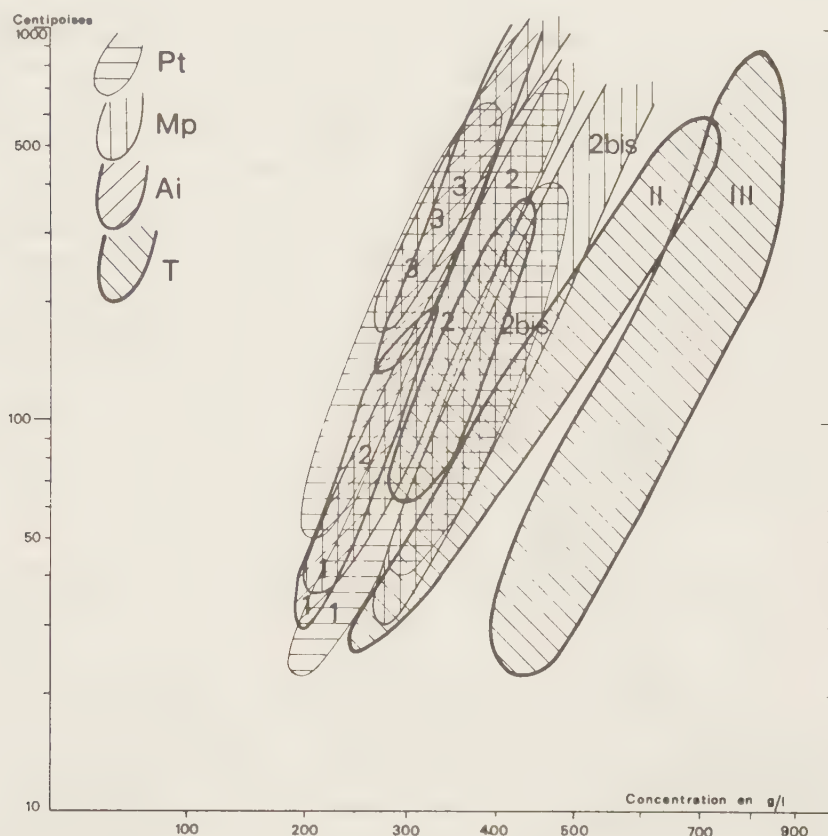


Fig. 32.— Enveloppes des valeurs de viscosité relative (81 tours/minute) pour toutes les vasières.

2.1.3. THIXOTROPIE

C'est, par définition, "un phénomène isotherme, réversible, dépendant du temps, se produisant à volume et à composition invariable et par lequel la résistance au cisaillement d'un matériau augmente lorsqu'il est laissé au repos, et par lequel ce matériau se ramollit ou se liquéfie lorsqu'il subit un remaniement", selon MITCHELL (1961) in RUNACHER (1970) et LAVE (1972). L'indice I de thixotropie est le rapport de la résistance au cisaillement τ_t (mesuré à un instant t après le remaniement), à la résistance au cisaillement τ_i (mesurée immédiatement après le remaniement). Dans notre étude, nous utilisons limite τ_a , "non remaniée", rapportée à la limite d'écoulement τ_r après une minute de remaniement à vitesse maximum lors des mesures rhéologiques.

$$I_{RH} = \frac{\tau_a}{\tau_r}$$

Cet indice I_{RH} ne représente pas la thixotropie réelle, car d'une part il aurait été nécessaire de poursuivre les mesures un long moment après chaque essai rhéologique pour déterminer l'indice de thixotropie vraie ; d'autre part, les vases ont toujours été remaniés dès le prélèvement,

et toutes les mesures sont donc arbitraires, ne traduisant pas la réalité d'une pellicule superficielle non perturbée. Mais cet indice de thixotropie donne un aperçu de la réduction des propriétés mécaniques de la couche superficielle des vasières lorsque celle-ci est soumise à des efforts mécaniques tels que le déferlement des vagues.

La diagramme l_{RH} fonction de τ_a montre que la thixotropie est une fonction directe de la limite d'écoulement, et donc de la concentration en sédiment (figure 33). La thixotropie permet de classer les diverses régions dans un ordre de réduction croissant des propriétés mécaniques : baie de la Vilaine, avec les vases les moins thixotropes (présence importante de sable), baie de Bourgneuf, de l'Aiguillon ; la baie d'Oléron présente un très large éventail de la thixotropie recouvrant les baies de Bourgneuf et de l'Aiguillon, et s'étendant très loin vers les fortes valeurs, particularité uniquement observée dans cette baie, dont nous ignorons la cause.

Un diagramme d'ensemble permet de regrouper 80 % des observations (sur 450 environ) en une bande allant de 100 à 7000 dynes/cm² pour une thixotropie comprise entre 1 et 1,5. Ainsi, pour une limite d'écoulement d'une vase "non remaniée" de 1000 dynes/cm², l'indice de thixotropie peut varier de 1,2 à 1,35 ; c'est-à-dire que le remaniement lui fera perdre 20 à 35 % de sa cohésion originelle, ceci avec une erreur estimée à 20 %.

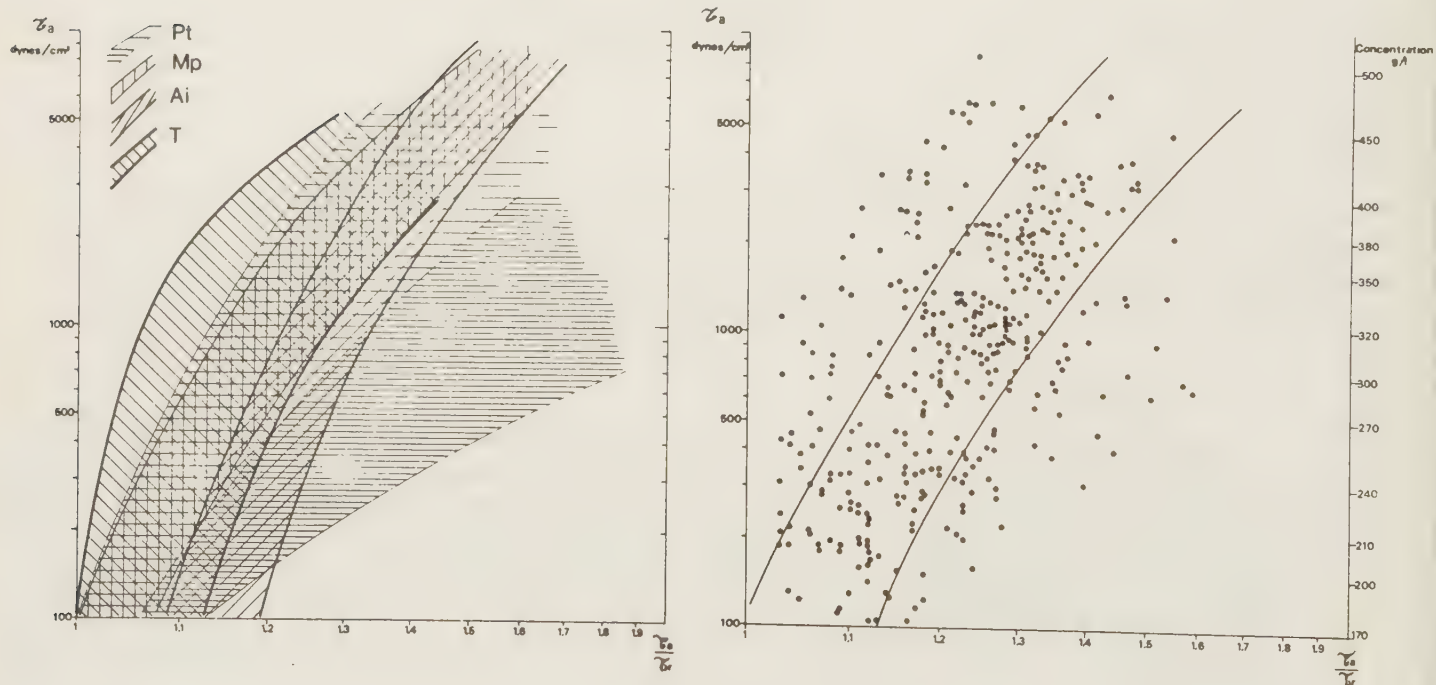


Fig. 33.— Thixotropie

En utilisant le "fall-cone", les mesures de la cohésion, ou résistance au cisaillement, dans le cas des argiles saturées avant et après remaniement, représentent la thixotropie d'une argile. Nous avons mesuré ainsi la thixotropie de quelques échantillons ; les vases de Bourgneuf ont une thixotropie moyenne de 1,41, celles de l'Aiguillon 1,49 et celles de la Vilaine 1,38, résultats comparables avec ceux obtenus avec le Rhéotest en sachant toutefois que les mesures au "fall-cone" ne sont possibles qu'au-dessus d'une concentration de 350 g/l.

En résumé, les vases de la pellicule superficielle présentent toutes une certaine thixotropie, d'autant plus importante que la teneur en eau est plus faible (ou que la concentration en sédiment augmente), et que la cohésion est plus forte. Dans l'ordre de thixotropie croissante, nous trouvons les vases de la Vilaine, de Bourgneuf, de l'Aiguillon et d'Oléron. Elle fait perdre aux sédiments remaniés entre 30 et 50 % de leur résistance au cisaillement pour les plus fortes concentrations (supérieures à 400 g/l - en fin d'émersion). Mais est-ce suffisant pour permettre une érosion plus facile sous l'action des vagues après l'émersion ? C'est ce problème que nous nous proposons d'examiner dans le paragraphe suivant.

2.2. VARIATIONS au COURS des ÉMERSIONS

Décrivons, tout d'abord, l'évolution des propriétés mécaniques d'une vase au cours d'une émer-sion diurne de 7 heures dans la baie de Bourgneuf, au Collet (Mission du 15 octobre 1973, Station C). Le sable fin est en faible quantité (entre 0,5 et 4 %) dans la pellicule superficielle ; la salinité a peu varié (de 32 à 37 ‰) lors de l'émersion (Tableau 24).

Tableau 24

Variations des paramètres physiques de la pellicule superficielle au cours d'une émer-sion

Durée d'émersion	5'	1 h	2 h	3 h	4 h	5 h	6 h	7 h
S ‰	32,1	31,7	33,0	33,8	35,4	36,4	36,0	36,8
W %	320	295	290	270	260	250	225	220
Concentration g/l	270	295	300	320	340	350	380	390
τ_a	190	310	320	415	570	630	1040	1320
η_{81}	60	85	90	115	150	170	265	330
Thix.	1,09	1,16	1,17	1,12	1,18	1,14	1,21	1,25

- Station C. 15.10.73 -

Alors qu'entre la fin et le début de l'émersion la teneur en eau baisse de 31 % par rapport à sa valeur initiale, la limite d'écoulement est 7 fois plus forte, la viscosité 4, 5 fois plus forte et la thixotropie augmente de 14 %. Ceci indique que, malgré la thixotropie qui abaisse la limite d'écoulement à 1000 dynes/cm² après un brassage énergique, la pellicule superficielle augmentera, au minimum, de 5 fois sa cohésion, pendant les 7 heures d'émersion. Comme nous l'avons vu au chapitre précédent (VI), la diminution de la teneur en eau est due au seul écoulement, mais elle est responsable de l'amélioration des qualités mécaniques de la pellicule superficielle.

L'examen d'une station particulière montre donc des variations importantes des propriétés mécaniques. Examinons maintenant l'évolution moyenne des divers paramètres au cours des émer-sions diurnes et nocturnes sur les diverses vasières.

2.2.1. EVOLUTION MOYENNE des PARAMETRES MECANQUES au COURS des EMERSIONS

Dans ce tableau, nous avons porté diverses valeurs caractéristiques :

- la granulométrie = fraction grossière
- variation en % de la teneur en eau initiale
- variation en % de la salinité initiale
- augmentation de x fois la limite d'écoulement d'origine, soit échantillon "avant remaniement" τ_a , soit après remaniement τ_r
- augmentation de x fois la viscosité relative initiale
- thixotropie de début et de fin d'émersion.

Tableau 25

	% Fraction grossière	% Variation de W % initiale	% Variation de S ‰ initiale	Accroissement de x fois τ_a départ	Accroissement de x fois τ_r départ	Augmentation de x fois η_{81} départ	Thixotropie
Baie de la Vilaine	5 à 25 %	41	41	12	10	8	1,05 / 1,20
	20 à 50 %	41	5	3	3	4	1,06 / 1,07
Baie de Bourgneuf	2 à 20 %	45	82	16	13	10	1,08 / 1,25
	5 à 25 %	31	4	8	7	6	1,09 / 1,23
Baie de Aiguillon	0,2 %	52	51	28	23	18	1,13 / 1,31
	à 1 %	43	2	9	8	6	1,21 / 1,31
Baie d'Oléron	1 à 8 %	33	30	6	5	5	1,18 / 1,30
	1 à 7 %	28	3	5	4	4	1,09 / 1,22

Evolution moyenne des paramètres mécaniques au cours des émerisions.

2.2.1.1. Limite d'écoulement

Ce tableau montre qu'au cours de l'émersion la limite d'écoulement initiale est multipliée par un coefficient fonction de la fraction grossière, de la variation de la teneur en eau, et de la salinité, comme nous le verrons ultérieurement.

Pour des variations de teneur en eau égales entre le jour et la nuit, à Tréhiguier, la fraction grossière importante influe sur l'augmentation de la limite d'écoulement : de 5 à 25 % de sable, τ_a initiale peut être multiplié par 12, et pour 20 à 50 % de sable, τ_a n'est multiplié que par 3.

A fraction sableuse équivalente entre le jour et la nuit, une diminution plus ou moins grande de la teneur en eau initiale provoque une élévation de la limite d'écoulement plus ou moins importante. Ainsi, à Bourgneuf, τ_a est multiplié par 16, le jour et seulement par 8, la nuit, alors que la teneur en eau a diminué, respectivement, de 45 à 31 % de la valeur initiale.

Les variations de la teneur en eau ou de la concentration en sédiment sec sont donc essentielles pour les propriétés mécaniques de la pellicule superficielle des vasières. Or MIGNIOT a montré que la rigidité initiale τ_y ⁽¹⁾ ("yield value") est une fonction quatrième ou cinquième de la concentration T_s ,

$$\tau_y \simeq n T_s^{4 \text{ ou } 5}$$

(n), facteur dépendant du complexe eau-sédiment (MIGNIOT, 1968).

(1) On peut comparer τ_a à la « yield value », en appliquant un coefficient de transformation $\tau_a = n \tau_y$. Pour la baie de l'Aiguillon où MIGNIOT a fait des études sur les mêmes vases : $\tau_a = 70 \tau_y$ (voir fig. 28 d).

C'est donc à partir des variations des fortes valeurs de la concentration, ou de la teneur en eau, que se feront les plus grandes augmentations de la limite d'écoulement (ou de la rigidité initiale). C'est pourquoi les vases de l'Aiguillon, qui perdent en moyenne 52 % de leur eau initiale, ont une cohésion finale 28 fois plus forte que la cohésion initiale, pour une fraction grossière sableuse constante (0,2 à 1 %). La nuit, la teneur en eau diminuant moins que le jour, la limite d'écoulement n'est multipliée que par 9, pour une variation de 43 % seulement de la teneur en eau.

Après remaniement de la vase, la limite d'écoulement reste encore élevée. Une vase soumise à l'émersion diurne conservera encore la plus grande partie de sa cohésion, comme le montre l'indice de thixotropie, et sera très difficile à éroder, d'autant plus que la fraction sableuse sera très faible.

2.2.1.2. Viscosité et thixotropie

Parallèlement à la limite d'écoulement, la viscosité dynamique ou relative augmente au cours de l'émersion; mais du fait que les vases superficielles n'atteignent jamais de fortes concentrations, la viscosité est moins influencée que la limite d'écoulement.

Les variations de la thixotropie reflètent bien l'augmentation de la limite d'écoulement : la thixotropie croît avec la cohésion, mais l'agitation n'est jamais capable d'abaisser fortement la rigidité initiale ("yield value") des vases, comme nous l'avons vu au paragraphe précédent.

Nous avons parlé d'une influence de la fraction grossière sableuse, et de la salinité sur les variations des paramètres rhéologiques. Essayons de délimiter ces facteurs.

2.2.2. INFLUENCE de la FRACTION GROSSIERE et de la SALINITÉ des EAUX INTERSTITIELLES SUR les PARAMETRES RHÉOLOGIQUES

Le tableau 26 présente deux types de variations des paramètres rhéologiques, pour des teneurs en eau constante :

1. fraction grossière plus ou moins importante, salinité variable;
2. fraction grossière identique, mais salinité variable.

2.2.2.1. Influence de la fraction grossière

Le pourcentage de fraction sableuse influe beaucoup sur les paramètres rhéologiques, comme nous l'avons déjà remarqué pour les vases de la baie de la Vilaine principalement, et pour les vases "instables" des baies de Bourgneuf et d'Oléron.

Le premier rôle de la fraction sableuse est d'augmenter considérablement la concentration en sédiment de la pellicule superficielle au cours de l'émersion, car elle facilite l'écoulement et le ruissellement des eaux interstitielles. Mais, de plus, le remplacement de particules très fines ($< 44\mu$) par du sable, même fin, provoque une augmentation de la concentration pondérale d'une mixture par expulsion d'eau. Ainsi, un sédiment de plus en plus sableux verra sa teneur en eau diminuer proportionnellement à l'augmentation de sa fraction grossière, et se situera, dans les divers graphiques représentés précédemment, vers la droite, c'est-à-dire vers les plus fortes concentrations en sédiment.

Les approximations apportées dans la formule des mécaniciens du sol : $\tau = C_u + (\sigma - u) \operatorname{tg} \varphi_u$ sont responsables des différences observées entre une vase sans fraction grossière importante et une vase à pourcentage de sable plus élevé. Si l'angle de frottement φ_u peut être négligé dans le premier cas, bien qu'il ne soit pas nul, il devient rapidement très important lors de l'introduction de quantités croissantes de sable. La mesure de la limite d'écoulement ne correspond

Tableau 26

Echantillon	% Fraction grossière	W %	S ‰	Za	η_{81}	Thixotropie
Mp. 31.7.73	4,6	264	49	1100	270	1,27
	6,3	263	40	600	160	1,14
Augmenta- tion en %	/	/	22 %	80 %	69 %	6 %
Mp. 4.6.73	10,5	217	69,6	3000	730	1,45
	14,4	215	41,0	2300	560	1,24
	/	/	70 %	34 %	30 %	17 %
Mp. 3.7.73	8,2	177	77,5	3300	800	1,36
	20,5	174	39,2	1100	290	1,19
	/	/	98 %	200 %	175 %	14 %
Mp. 17.9.73	1,8	228	64,1	2000	500	1,28
	7,4	221	38,6	450	130	1,04
	/	/	66 %	350 %	285 %	23 %
Mp. 3.7.73	6,6	220	59	1900	470	1,21
	25,6	220	39	260	80	1,07
	/	/	51 %	630 %	490 %	13 %
Pt. 8.03.73	0,2	234	47,6	2340	560	1,35
	0,2	233	35,6	1350	380	1,16
Augmenta- tion en %	/	/	34 %	73 %	47 %	16 %
Pt. 19.7.73	4,2	226	41,9	1120	280	1,18
	4,5	225	38,4	900	230	1,20
	/	/	9 %	24 %	22 %	2 %
Pt. 27.9.73	0,7	322	38,4	310	80	1,24
	1,1	326	35,7	190	55	1,12
	/	/	7 %	63 %	45 %	10 %
Ai. 6.6.73	0,4	213	40,1	3400	820	1,38
	0,6	217	34,9	2380	580	1,25
	/	/	15 %	43 %	41 %	10 %

Tableau montrant l'influence de la salinité et du pourcentage
de la fraction grossière sur les propriétés rhéologiques

(à teneur en eau sensiblement constante)

plus alors à la résistance au cisaillement τ , mais à la cohésion C_u , à laquelle il faudrait ajouter les pressions internes u et l'angle de frottement φ_u pour connaître la valeur réelle de τ . Nous sommes bien conscient de cette approximation, mais notre but est ici de comparer les propriétés mécaniques des différentes pellicules superficielles, et non d'en chercher les valeurs absolues.

C'est ce qui nous a conduit à définir différents domaines: d'une part pour la limite d'écoulement et pour la viscosité relative des vases de la Vilaine; d'autre part, pour les vases insatiables des autres vasières.

Mais pour une teneur en eau sensiblement égale entre un sédiment peu sableux et un sédiment à forte fraction grossière, nous pouvons chiffrer globalement les diminutions des propriétés mécaniques par l'introduction d'un stock sableux de plus en plus important. Par exemple, pour 220 % d'eau (385 g/l), la présence de 25 % de sable dans une vase, par rapport à une autre vase n'en contenant que 6,5 %, divise la limite d'écoulement par 6 (630 %), la viscosité par 5 (490 %) et diminue la thixotropie de 13 % (vase Mp 3.7.73). Il existe tous les intermédiaires (voir tableau n°26).

La présence de sable fin est donc un facteur primordial pour les propriétés mécaniques. L'adjonction d'un faible pourcentage de sablon fin réduit la limite d'écoulement et la viscosité dynamique de l'ordre de 2 à 5 fois en général, et pouvant atteindre 10 à 15 fois en baie de la Vilaine par rapport aux autres régions.

2.2.2.2. Influence de la salinité des eaux interstitielles (S ‰)

A fraction grossière constante, ou égale, pour une même teneur en eau, la salinité des eaux interstitielles augmente les propriétés rhéologiques: un accroissement de 34 % de la salinité entraîne une élévation de 73 % de la limite d'écoulement, de 47 % pour la viscosité dynamique et de 16 % pour la thixotropie (Pt 8.03.73, W % = 233 % et FG = 0,2 %).

L'action de la salinité est encore plus sensible pour les faibles concentrations en sédiment; un léger accroissement de la salinité augmente fortement les propriétés rhéologiques: 7 % d'augmentation de S ‰ dans l'eau interstitielle provoque une élévation de 63 % de la limite d'écoulement, de 45 % de la viscosité, et de 10 % de la thixotropie (Pt. 27.9.73); c'est-à-dire autant que pour l'augmentation de 34 % de la salinité sur une vase à 233 % d'eau (cas précédent).

Il y a donc une action directe de l'évaporation, par l'intermédiaire de la salinité, sur les propriétés rhéologiques des vases, plus sensibles pour les faibles concentrations. Cependant, l'augmentation de la salinité ne joue qu'un rôle mineur par rapport à la réduction de la teneur en eau: la limite d'écoulement augmenterait de 30 à 80 % (soit 0,3 à 0,8 fois), alors que la perte de l'eau interstitielle par écoulement et percolation la multiplie par 15.

C'est donc bien la teneur en eau, et la fraction grossière qui régissent les propriétés rhéologiques de la pellicule superficielle, la salinité entraînant, bien sûr, une meilleure cohésion; mais ce n'est qu'un phénomène secondaire.

3-CONCLUSIONS SUR les PROPRIÉTÉS MÉCANIQUES

Nous voyons au cours de cette étude que l'émersion influe considérablement sur les propriétés mécaniques et rhéologiques des vases superficielles. Cette influence se traduit essentiellement par une diminution rapide de la teneur en eau, qui, nous l'avons vu, résulte presque uniquement de l'écoulement et de la percolation, alors que l'évaporation et les modifications de S ‰ qu'elle entraîne jouent un rôle très secondaire.

De plus, d'autres facteurs, liés à la nature du complexe eau-sédiment, interviennent : la teneur en sable fin et la microstructure de la vase conditionnée par la nature minéralogique (rôle de la montmorillonite), la nature chimique (matière organique, complexes colloïdaux...).

3.1. La DIMINUTION de la TENEUR en EAU entraîne pour les vases :

- une augmentation de la limite d'écoulement, τ_a , assimilable à la résistance au cisaillement et à la cohésion, de 5 à 15 fois le jour et même 28 fois (Aiguillon), de 3 à 8 fois la nuit;
- une augmentation de la viscosité relative η_{81} (à la vitesse 81 tours minute) de 5 à 15 fois le jour de 4 à 6 fois la nuit;
- une augmentation de la thixotropie, fonction directe de la limite d'écoulement et de la viscosité.

3.2. La TENEUR en SABLE FIN

La limite d'écoulement n'est plus équivalente à la résistance au cisaillement. Dans des buts comparatifs, nous conserverons cependant cette approximation.

Dès que la fraction grossière dépasse 3 à 5 % dans la pellicule superficielle, les sédiments peuvent être classés en plusieurs domaines à limite d'écoulement, viscosité relative, et thixotropie bien définies : domaine de 5 à 10 % (bien représenté sur les vasières de Bourgneuf et Oléron), domaine de 10 % à 20 %, et enfin au-dessus de 20 %, ces derniers présents seulement dans la baie de la Vilaine. Sous l'effet du sable, l'abaissement de la cohésion, de la viscosité relative peut atteindre 2 à 5 fois en général celle d'une vase sans sable, et même 10 à 15 fois en baie de la Vilaine.

3.3. La SALINITE

Elle est un facteur peu important en comparaison de la perte en eau par écoulement : elle augmente la limite d'écoulement de 40 à 60 %. Mais comme les fortes salinités se rencontrent en fin d'émersion, juste avant le retour de l'onde de flot, elles renforcent la résistance à l'érosion de la pellicule superficielle, par augmentation de la cohésion.

3.4. La NATURE MINÉRALOGIQUE

Son influence n'a pas été étudiée dans ce travail, car les sédiments des différentes vasières sont pratiquement semblables minéralogiquement.

Cependant, il existe de nombreux travaux sur des argiles monominérales (MIGNIOT, 1968 ; RUNACHER, 1970 ; CITTANOVA, 1970 ; GIROUD et BOTTERO, 1972, LAVE, 1972) traduisant tous une très forte cohésion de la montmorillonite (cohésion représentant 80 % de la résistance au cisaillement, donc avec un angle de frottement interne très faible).

Les sédiments étudiés possèdent, dans leur fraction argileuse, environ 30 % de montmorillonite, ou complexes gonflants, pouvant ainsi renforcer les cohésions de ces sédiments.

Les colloïdes, tels que gels de silice, matière organique (mucilages des diatomées - voir microstructure de la pellicule superficielle, Chap. IX), complexes ferrosiliciques, doivent contribuer eux aussi à renforcer les propriétés mécaniques. Dans quelle mesure ? S'il est possible d'étudier ces différents facteurs sur une argile mono-minérale au laboratoire, il est impossible de dissocier les divers éléments constituant une vase marine : fractions minérale, organique et colloïdale. Nous ne pouvons en connaître que les résultats globaux, et indiquer que tel paramètre est plus important que tel autre, qualitativement, sans possibilité de le chiffrer. Ce procédé permet cependant de faire des comparaisons par l'utilisation des mêmes critères d'analyses.

En conclusion, les rapides modifications des propriétés mécaniques de la pellicule superficielle des vasières lors des émerSIONS très brèves (5 à 8 heures) contribuent à renforcer les forces de cohésion beaucoup plus vite que celle des vases restées immergées, donc les rendent beaucoup plus difficiles à éroder. C'est pourquoi nous avons tenté expérimentalement de relier la résistance au cisaillement à la vitesse critique d'érosion d'une mince lame d'eau représentant l'onde de flot arrivant sur les vasières après l'émerSION. Ce sera l'objet du paragraphe suivant.

4 - RELATION RÉSISTANCE au CISAILEMENT - ÉROSION

Au cours de la première partie de ce mémoire, nous avons vu qu'il se présente seulement deux périodes de forte turbidité correspondant aux remises en suspension, ou érosion par l'onde de flot et l'onde de jusant. Nous avons insisté sur le phénomène de turbulence créé par le déferlement des vagues dans l'un et l'autre cas. Il est extrêmement difficile de chiffrer le pouvoir érosif d'une vague déferlante, et nous n'en connaissons que les effets, c'est-à-dire la turbidité de l'eau.

Cependant, si nous admettons que, dans une baie, l'arrivée de l'onde de flot se fait sans déferlement, il est possible d'assimiler cette onde de faible épaisseur à une lame d'eau, qui arracherait les particules fines de la pellicule superficielle, uniquement par l'énergie dynamique due à sa vitesse.

4.1. APPAREILLAGE⁽¹⁾

Pour tenter de mesurer, du moins qualitativement et si possible de façon quantitative, le pouvoir d'érosion d'une lame d'eau arrivant sur la vase fraîche déposée mais soumise à une émerSION, nous avons imaginé un système expérimental simple, de laboratoire, car nous ne disposions pas d'installations de modèles réduits, canaux vitrés etc

Le principe est le suivant. On produit un jet d'eau laminaire, (10 x 1 mm), sortant de l'embout rectangulaire d'un tube de laiton aplati. La vitesse de sortie de cette lame d'eau est conditionnée par le gradient hydraulique existant entre l'orifice de sortie et la surface à niveau constant d'un réservoir d'eau, mobile verticalement. Il est ainsi facile d'accélérer la vitesse de sortie en élevant lentement le réservoir.

4.1.1. DESCRIPTION de l'APPAREIL (fig. 34)

Sur un cadre de cornières métalliques de 5 mètres de haut, sont disposés :

- à mi-hauteur une plate-forme supportant les échantillons à analyser, et le tube de laiton amenant la lame d'eau en contact avec la vase,
- un système de poulies et de câbles supportant deux réservoirs d'eau, à niveau constant, pouvant se déplacer verticalement;
 - le réservoir de gauche se déplaçant vers le haut se vide par un tuyau souple dans le tube de laiton et engendre la lame d'eau. Le niveau d'eau supérieur de ce réservoir est maintenu constant par un système de trop-plein,
 - le réservoir de droite sert de contre-poids, pour permettre des manœuvres plus aisées.

Les essais d'érosion se font en élevant lentement le réservoir de gauche à partir de l'équilibre où le niveau supérieur du réservoir est à la même hauteur que l'embouchure de laiton. La vitesse

⁽¹⁾ Appareillage conçu par moi-même - réalisé par Mr M. CHAIGNEAU et expérimenté par Mr CAZAL-MOURA, que nous remercions vivement.

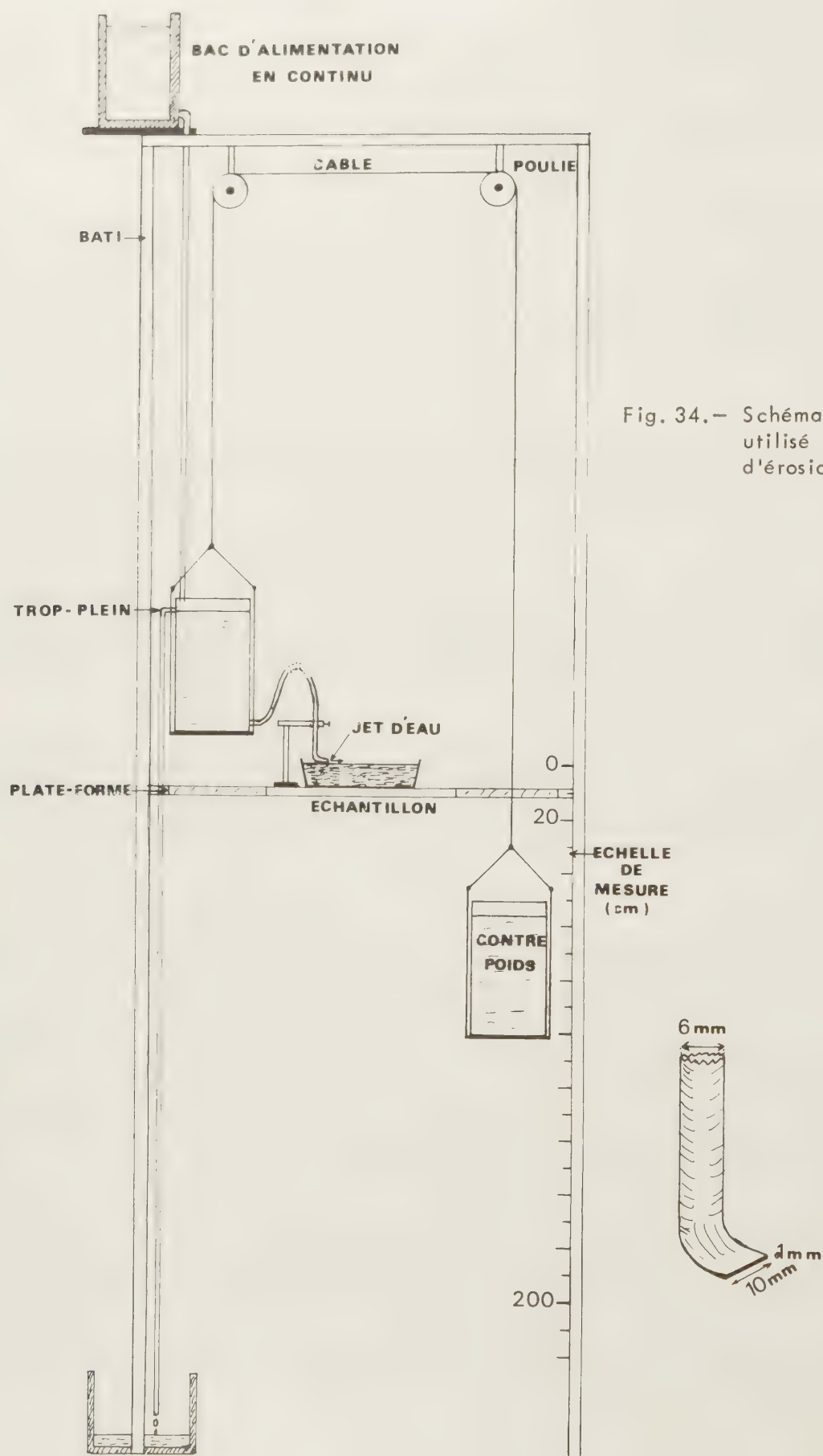


Fig. 34.— Schéma de l'appareillage utilisé pour les essais d'érosion des vases.

de déplacement du réservoir, de l'ordre de 1 cm par seconde, engendre une vitesse croissante de la lame d'eau. Dès l'apparition d'un début d'érosion sur le premier millimètre de vase situé près de la sortie de la lame d'eau, nous arrêtons le mouvement vertical du réservoir. Nous mesurons la hauteur de chute, ou le gradient hydraulique, permettant de relier cette hauteur à une vitesse d'écoulement que nous considérons comme "vitesse d'érosion".

4.1.2. VITESSES OBTENUES

L'orifice de sortie de la lame d'eau est rectangulaire : 0,8 cm de large sur 0,1 cm de hauteur (section de 0,08 cm²).

L'étalonnage préalable des vitesses de sortie de l'eau, en fonction du gradient hydraulique, est réalisé à partir des mesures de débit Q, donnant une vitesse moyenne, juste à la sortie immédiate :

$$V_{\text{cm/s}} = \frac{Q_{\text{cm}^3/\text{s}}}{S_{\text{cm}^2}} \quad (\text{voir figure 35})$$

Hauteur de chute en cm

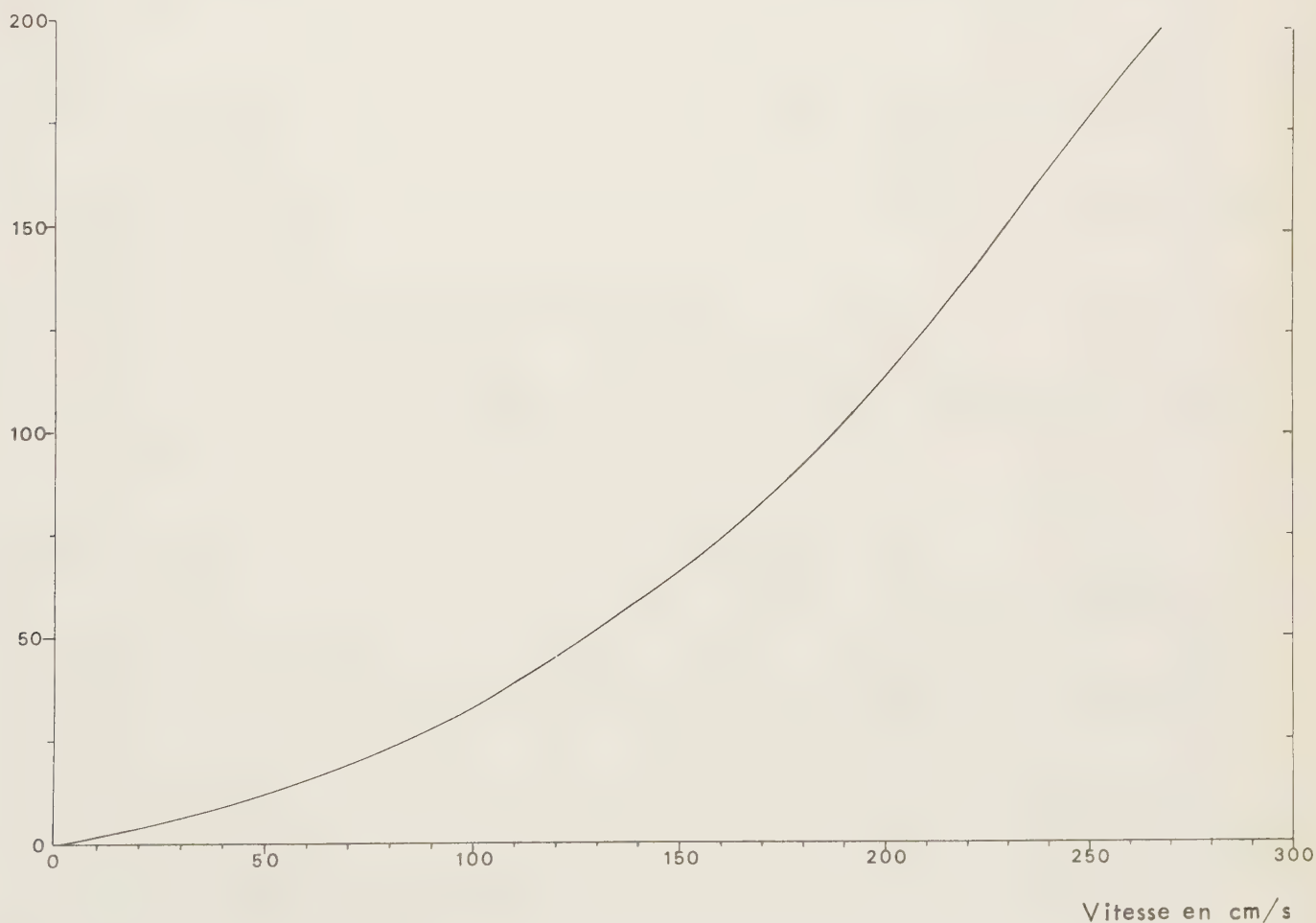


Fig. 35.— Vitesse (cm/s) obtenue à la sortie du tube, en fonction de la hauteur de chute (cm).

Le régime d'écoulement de cette lame d'eau est laminaire pour des vitesses inférieures à 110 cm/s (nombre de Reynolds $Re = 1600$ dans la section circulaire du tube), légèrement turbulent à 260 cm/s ($Re = 3800$). Le rapport de la section circulaire du tube d'amenée d'eau à celle, rectangulaire, de la sortie est de $0,282 \text{ cm}^2 / 0,08 \text{ cm}^2 = 3,5$. Nous obtenons donc, dans la lame d'eau, immédiatement à sa sortie, des vitesses de 0 à 260 cm/s, avec un régime laminaire à basse vitesse, transitoire ou légèrement turbulent à grande vitesse.

4.1.3. ECHANTILLONS ANALYSES

Nos essais d'érosion ont porté sur des vases de l'estuaire de la Loire (Paimbœuf) et de la baie de Bourgneuf, dont nous connaissons la résistance au cisaillement mesurée par le "fall-cone", la teneur en eau et le pourcentage de fraction grossière (> 44 microns). Nous avons aussi utilisé des "briques" de vase durcie, de la limite schorre-slikke de la baie de Bourgneuf, prélevées sans remaniement et sans altérer la couche superficielle.

4.2. RESULTATS

Dans un premier temps, nous avons porté la résistance au cisaillement en fonction des vitesses moyennes d'érosion (figure 36).

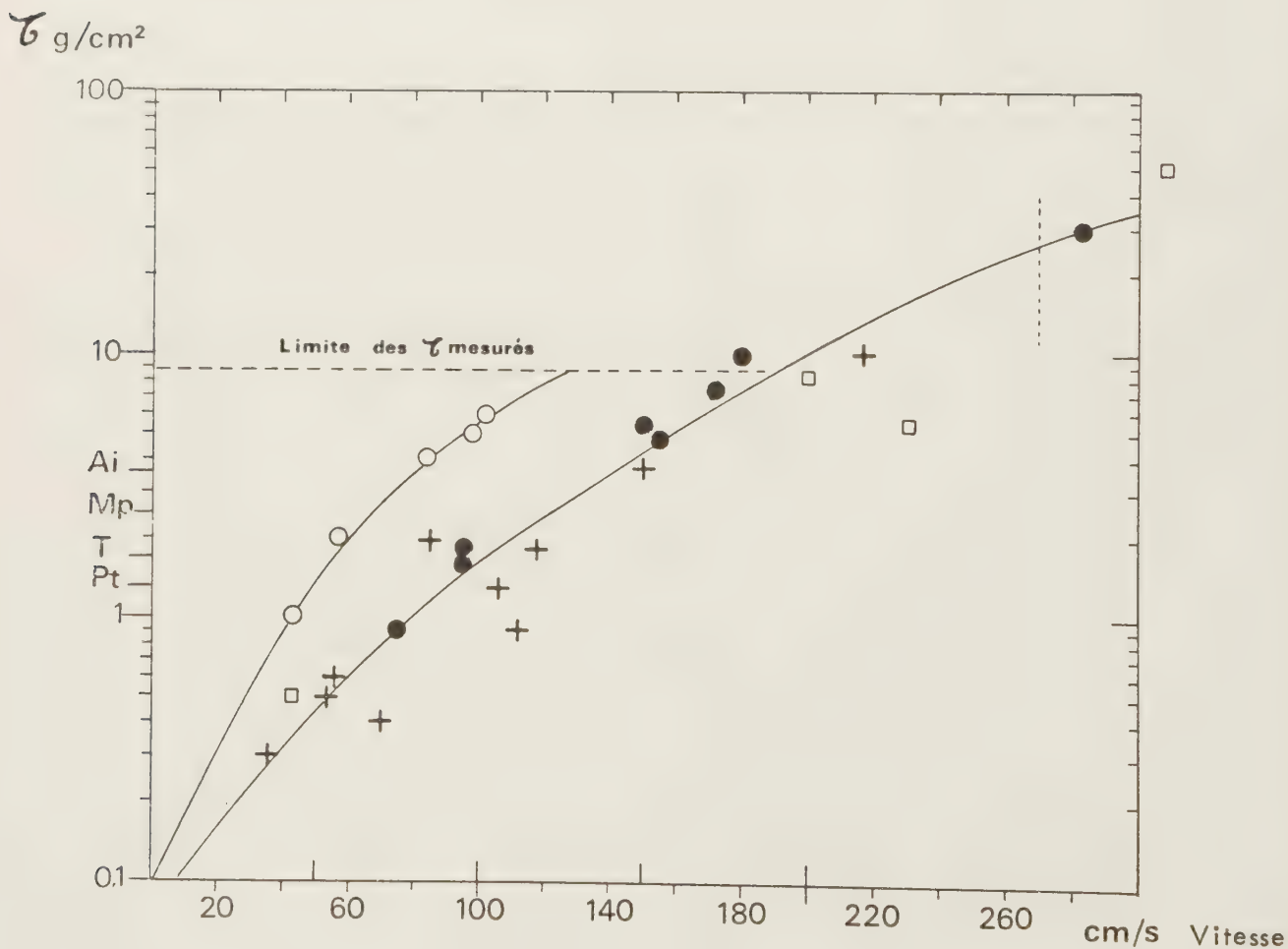


Fig. 36.- Vitesses moyennes d'érosion des vases en fonction de leur résistance au cisaillement (Ai, Mp, T et Pt représentant les valeurs moyennes de la limite d'écoulement des vases à la fin de leur émergence).

Les vitesses de début d'érosion vont de 35 cm/s pour des vases ayant une cohésion de $0,3 \text{ g/cm}^2$, à 180 cm/s pour des vases à 8 g/cm^2 , limite des cohésions mesurées sur des pellicules superficielles (8000 dynes/cm^2).

Par analogie avec ces mesures, en tenant compte des cohésions moyennes atteintes par les vases en fin d'émersion, sur les différentes vasières, nous pouvons attribuer aux pellicules superficielles une certaine vitesse moyenne d'érosion par une lame d'eau .

Tableau 27

		Za moyen en fin d'émersion		Concentration g/l	Vitesse de début d'érosion $\bar{U}$	
		dynes/cm ²	ou g/cm ²		en nœud	ou en cm/s
T	Jour	1650	1,7	600	2	100
	Nuit	600	0,6	500	1,2	60
Mp	Jour	2500	2,5	410	2,5	125
	Nuit	2200	2,2	390	2,2	110
Ai	Jour	3500	3,6	440	3	150
	Nuit	2200	2,2	390	2,3	115
Pt	Jour	1250	1,3	420	1,8	90
	Nuit	1050	1,0	390	1,6	80

Vitesse de début d'érosion pour les vases en fin d'émersion.

— de jour, l'onde de flot devrait avoir au minimum une vitesse de 2 à 3 nœuds, sans tenir compte du déferlement,

— de nuit, la vitesse nécessaire est plus faible (1,2 à 2,5 nœuds),mais cependant élevée par rapport aux vitesses rencontrées dans la nature.

En effet, sur les vasières, lorsque l'onde de flot déborde des chenaux sur les slikkes, la vitesse n'atteint jamais les vitesses suggérées par l'expérience ; on ne trouve que 0,6 n pour Oléron à Piédemont, 1 à 1,5 n dans la baie de Bourgneuf ainsi que dans les baies de la Vilaine et de l'Aiguillon.

Dans ces conditions, comment expliquer les fortes remises en suspension observées lors du passage de l'onde de flot ?

a) Lorsque la mer se retire, l'onde de jusant abandonne une partie de la vase décantée dans les fonds de flaques d'eau, des cuvettes, des dépressions inter-mégariques et interlevées des chenaux de marée etc... ; cette vase reste toujours protégée de l'émersion par une mince pellicule d'eau. De même, sur les bordures des chenaux, dans les très basses slikkes, les vases ne sont émergées que quelques instants : l'action de l'émersion n'a pas le temps de se faire sentir.

Ainsi, sur les vases immergées de toutes les dépressions, la résistance au cisaillement n'est que 123 dynes/cm^2 ($0,12 \text{ g/cm}^2$) et la vitesse moyenne d'érosion correspondante, comprise entre 0,1 et 0,2 nœud, est tout à fait compatible avec les courants mesurés in situ (0,6 à 1,5 nœuds). C'est cette "crème de vase" qui est responsable de la forte turbidité des ondes de flot lors des périodes de calmes atmosphériques.

b) De même, nous pouvons mesurer les caractéristiques physiques et mécaniques de la pellicule superficielle depuis la levée très haute d'un chenal jusqu'à la bordure de la rive au niveau des plus basses eaux, comme le montre la figure 37 (station du 11 juin 1974, dans la rade du Collet, baie de Bourgneuf). La durée d'émersion varie de 8 h pour la levée, à 5 h pour le niveau le plus bas à proximité de l'eau du chenal, car le thalweg de celui-ci se situe à la cote +1,70 m C.M. (coefficient de marée : 52). Le tableau 28 résume toutes les mesures effectuées.

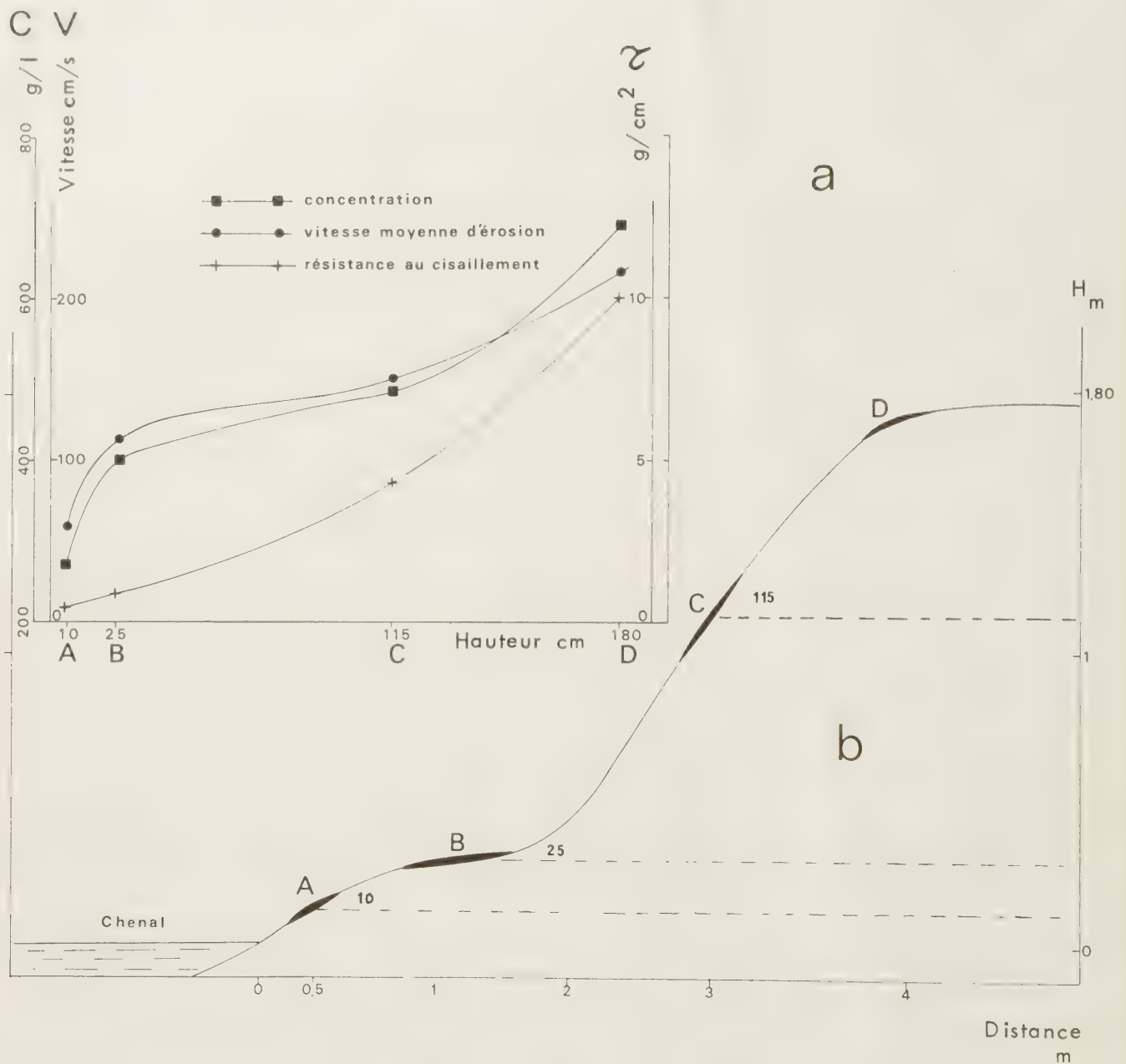


Fig. 37.- a - Coupe dans la rive du chenal du Collet (à basse mer) ;
 b - Paramètres physiques : concentration, vitesse moyenne d'érosion, résistance au cisaillement en fonction de la hauteur au-dessus du chenal.

Tableau 28

	Cote par rapport niveau eau	Durée émersion	W %	Fraction grosnière %	Concentration g/l	γ_a g/cm ²	Vitesse d'érosion $\bar{U}$ noeud	Vitesse d'érosion $\bar{U}$ cm/s	Rapport concentration g/l vitesse cm/s
Niveau Chenal	+10 cm	4 h	325	4,2	270	0,5	1,15	60	4,6
Base de la rive	+25 cm	4h15	210	9,8	400	0,9	2,3	115	3,5
Milieu de la rive	+115 cm	6h30	165	4,3	485	3,7	3,0	150	3,2
Sommet de la rive	+180 cm	8 h	105	11,0	680	10,0	4,3	220	3,2

Paramètres physiques des diverses pellicules superficielles prélevées à différents niveaux sur la rive du chenal du Collet, le 11 juin 1974.

Tous les paramètres varient très rapidement depuis le niveau de l'eau jusqu'à la levée, entre les 4 et 8 heures d'émersion. En bordure du chenal, un courant d'un nœud érodera, ou remettra en suspension la crème de vase (270 g/l), alors que, sur la levée, il faudrait au minimum un courant de 4 nœuds (680 g/l) pour arracher la pellicule superficielle très cohérente (10 g/cm²). Sur la pente de la berge du chenal, le courant nécessaire pour un début d'érosion devra être d'autant plus fort que la durée d'émersion aura été prolongée.

Si l'on représente ces paramètres sur un graphique (fig.37b) "concentration, vitesse moyenne d'érosion et résistance au cisaillement en fonction de l'altitude", les deux premiers présentent une variation quasi-parallèle, dans le domaine étudié, laissant apparaître une relation directe simple. Le rapport concentration/vitesse varie de 4,6 à 3,2, des faibles aux fortes concentrations.

Propriétés physiques et mécaniques, résistance à l'érosion, sont donc fonction de la durée d'émersion, et de la possibilité d'un écoulement et d'un drainage efficaces. Au sommet des levées, sur la pente des berges, l'eau peut s'écouler aisément, pendant un temps très long ; à la base de la rive, la pellicule superficielle est émergée moins longtemps, et reçoit en plus l'eau de ruissellement des niveaux supérieurs. Ainsi, selon la topographie, apparaissent des différences de teneur en eau et de concentration responsables d'une remise en suspension ou érosion sélective le long des rives des chenaux de marée, avec une fixation des sédiments dans la partie la plus haute. Les levées s'élèveront rapidement, tandis que les thalwegs, bien que soumis à la même sédimentation, resteront très faciles à éroder, et on n'y observera que peu de sédiments fixés.

Les chenaux de marées, ou les ruisseaux de la slikke, provoquent par ce processus une sédimentation très active sur les berges et non une érosion, comme on serait tenté de le penser à première vue. Les levées continuant à s'accroître finiront par s'écouler dans l'axe des chenaux. Par exemple, dans la baie de l'Aiguillon, la cohésion moyenne dans le premier mètre de vase est de 50 g/cm², la teneur en eau 100 %, la densité humide 1,42. La capacité portante de ce sédiment est donnée par la formule empirique $Q_p = 5 C$ (cohésion) ; c'est-à-dire qu'au-delà d'une charge de 250 g/cm², la vase glissera d'elle-même, vers les points bas, charge qui correspond à deux mètres d'épaisseur de ce type de sédiment. Or, à marée basse, la poussée hydrostatique de la mer n'existe plus ; de plus, les pressions interstitielles, qui s'équilibrent très lentement, exerceront leurs poussées vers le chenal, n'étant plus soutenues par la tranche d'eau de la marée haute. Dans ce cas, les berges ne sont plus maintenues et auront tendance à s'écrouler dans le thalweg des chenaux, dès que la dénivellation atteindra 2 mètres environ, dans le cas de la baie de l'Aiguillon (mais hauteur variable en fonction de la nature de la vase). C'est ce que montrent les photos (p. 134) prises sur la slikke près du port du PAVÉ, où la hauteur des levées est en moyenne 2,40 mètres. On distingue nettement plusieurs plans de rupture de la vase, ainsi qu'une couche de crème de vase, dans le

fond du chenal. Une fois le glissement amorcé, toute une partie de la berge se retrouvera dans l'axe du chenal. Le ruissellement, à marée basse, entraînera très lentement cette masse de vase très cohérente et provoquera ainsi une remise en circulation d'une fraction de la vase piégée momentanément sur les levées.

4.3. CRITIQUE de ces RESULTATS

Pour décrire l'action érosive de l'onde de flot nous avons assimilé la nappe d'eau arrivant sur la slikke à une mince couche plus ou moins turbulente, érodant par sa propre vitesse, sans tenir compte du déferlement, ni de la poussée hydrostatique de la mer qui vont croissant lors de la marée montante et engendrent des surpressions dans le sédiment. L'onde de flot est un cas particulier d'hydrodynamique. De nombreux auteurs ont décrit les relations entre les vitesses d'érosion par des courants dans des masses d'eau importantes sur des sédiments fins cohésifs, et jamais les vitesses d'érosion par des courants existant dans de minces filets d'eau, comme dans le cas particulier de l'onde de flot recouvrant les vasières ; c'est pourquoi nous manquons de références pour ce cas particulier.

Cependant, il est nécessaire de comparer nos résultats avec ceux acquis par des expériences en modèle réduit. MIGNIOT (1968) a étudié le comportement à l'érosion de vases de la baie de la Vilaine et de la baie de l'Aiguillon dans un canal de 12 mètres de longueur, de 0,40 m de largeur, profond de 0,60 m pouvant accueillir un débit maximum de 250 litres/seconde. "La vase était disposée dans le centre du canal, sur une longueur de 3 mètres et une épaisseur de 12 cm". Le début d'entraînement ou d'érosion d'un sol peut être défini soit par

- la vitesse moyenne de l'eau $\bar{U}$

$$\bar{U} = \frac{Q \text{ débit}}{S \text{ section}} .$$

Cette formule ne donne pas une bonne précision dans le cas d'études en modèles réduits, car elle est fonction de la hauteur d'eau $\bar{U} = f H^{1/6}$, et dans le cas de l'onde de flot que nous considérons H est pratiquement nul.

- la force tractrice $\mathcal{Z}_0$ s'exerçant sur les fonds

$$\mathcal{Z}_0 = \rho . g . R_H . i$$

ρ = masse spécifique de l'eau, $g \rightarrow$ accélération de la pesanteur,

R_H = rayon hydraulique et i = pente de la ligne d'eau (Nota : dans le cas de l'onde de flot, la pente est dans le sens inverse d'un écoulement normal).

- la vitesse de frottement U_* telle que

$$U_* = \sqrt{\mathcal{Z}_0 / s}$$

Dans le cas d'expériences en canal, il est possible de relier U_* aux conditions particulières en mesurant les vitesses sur toute la hauteur d'eau agissant sur un sédiment. On obtient ainsi une vitesse moyenne

par exemple

$$\bar{U} = 24 U_*$$

MIGNIOT (1968) pour la Vilaine et l'Aiguillon

$$\bar{U} = 17,5 U_*$$

CORMAULT (1971) in ALLEN (1973) pour la Gironde

Ces formules reliant vitesse moyenne et vitesse de frottement font donc intervenir la force tractrice $\mathcal{Z}_0$ qui, sur les vasières, est constamment variable à partir du passage de l'onde de flot jusqu'au retrait de la mer. Il est donc difficile de relier nos expériences à celles faites en canal les conditions hydrodynamiques étant très différentes; les comparaisons ne peuvent guère aller au-delà de l'ordre de grandeur.



Ces réserves étant faites, comparons cependant les résultats de MIGNIOT (1968 et 1971) avec les valeurs trouvées dans nos essais (figure 38). Il existe une relation vitesse moyenne critique / concentration en sédiment sec définie par MIGNIOT:

$$\text{vitesse de frottement } U_* = K Ts^2 \text{ pour les sédiments anciens}$$

$$\text{et } U_* = K Ts \text{ pour les sédiments récents,}$$

le facteur K dépendant de la nature du complexe eau-sédiment. Sur un diagramme bilogarithmique (fig. 38), MIGNIOT obtient des sections de droites pour divers types de sédiments en portant en ordonnée vitesse moyenne ou vitesse de frottement ($\bar{U} = 24 U_*$), en abscisse la concentration. Nos résultats moyens se situent alors entre les vases de la Vilaine et celles de l'Aiguillon. L'axe de l'enveloppe de nos mesures est sensiblement parallèle aux droites trouvées par MIGNIOT.

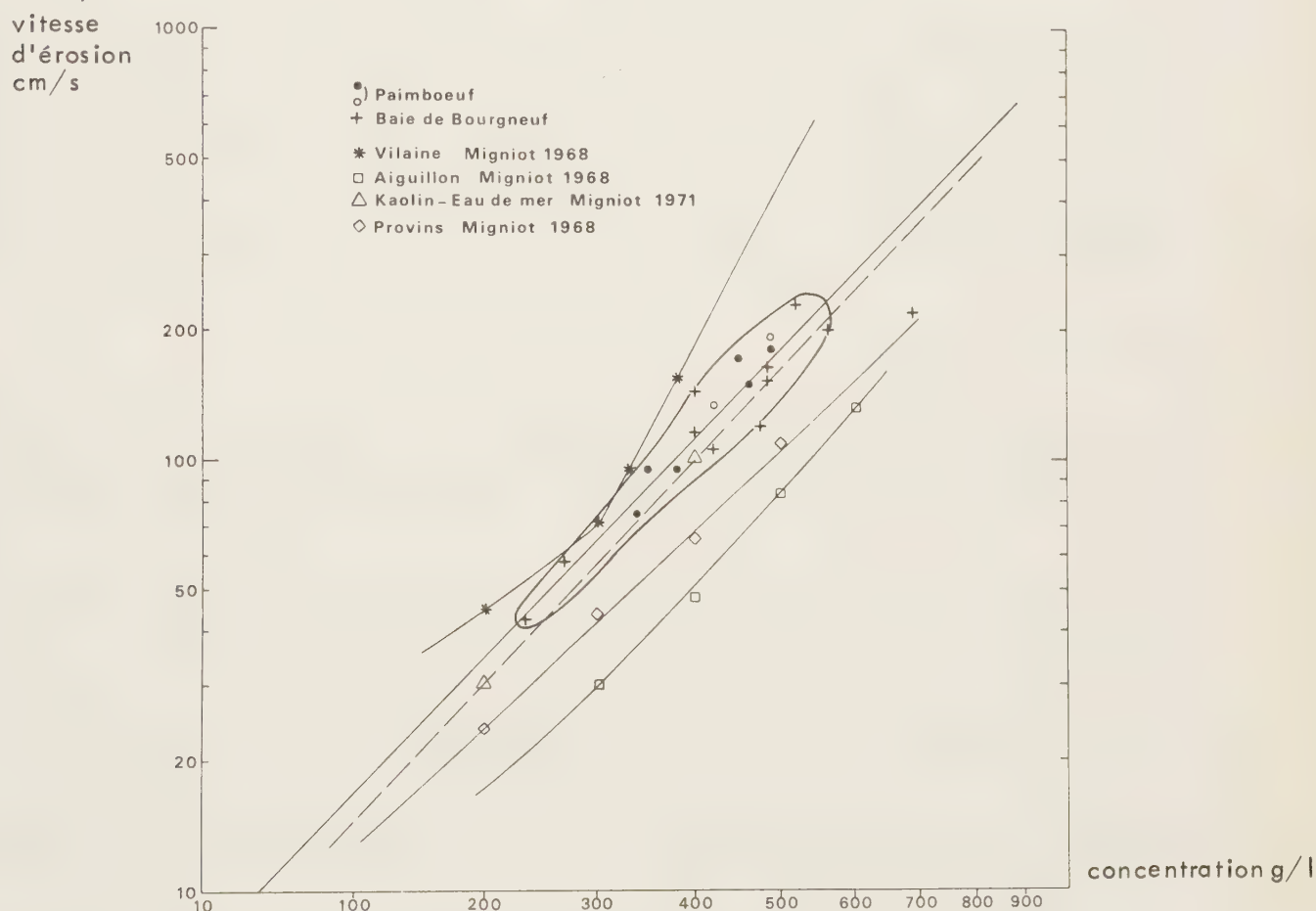


Fig. 38. — Vitesse d'érosion pour divers types de vase, ou d'argile, en fonction de leur concentration (g/l) en sédiment sec.

Nous ne pouvons calculer la vitesse de frottement lors de nos essais, et nous ne pouvons pas poursuivre les comparaisons dans ce sens. MIGNIOT indique cependant que la vitesse de frottement d'un sédiment est fonction de la rigidité initiale $\mathcal{Z}_y$.

$$U_* \text{ cm/s} \simeq 0,50 \mathcal{Z}_y^{1/2} \text{ dynes/cm}^2 \text{ pour les dépôts consolidés,}$$

$$\text{et } U_* \simeq \mathcal{Z}_y^{1/4} \text{ pour des dépôts non consolidés.}$$

Or, nous avons vu (fig. 28) que la rigidité initiale de MIGNIOT, que nous pouvons assimiler à la résistance au cisaillement, selon un certain coefficient variable pour différents complexes eau-sédiment, est proportionnelle à la puissance quatrième ou cinquième de la concentration en sédiment sec.

La pellicule superficielle soumise à une émergence diurne nécessite des vitesses de frottement considérablement augmentée (de 10 à 15 fois), par rapport à un dépôt de même nature resté immergé soit dans le thalweg des chenaux, soit dans des flaques. Enfin, par suite des différences d'altitude entre la haute et la basse slikke, entre les levées et les basses rives des chenaux, les vitesses de frottement peuvent être dans un rapport de 1 à 4.

4.4. CONCLUSIONS

Nos expériences, avec un matériel de fortune, sur les vitesses moyennes d'érosion nécessaires pour remettre en suspension un sédiment soumis à l'émergence par l'onde de flot, donnent des résultats sensiblement analogues à ceux acquis par les expériences en canal. Les vitesses obtenues par notre méthode semblent un peu élevées; mais leurs variations caractérisent bien les différents comportements mécaniques des vases selon leur état physique en haut d'une levée ou en bas des slikkes. Par exemple, il faut une vitesse 2 à 4 fois plus grande pour éroder des vases émergées 8 heures (levée) que pour des vases restées découvertes pendant 4 heures (rive basse des chenaux); ces vitesses peuvent être de 10 à 15 fois plus grandes pour des vases restées émergées 8 heures que pour des vases demeurées immergées en permanence.

5 - CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Les propriétés mécaniques de la pellicule superficielle sont très fortement modifiées par l'émergence. La résistance au cisaillement augmente très largement (jusqu'à 15 fois), en passant de la crème de vase à la vase stabilisée. La remise en suspension par l'onde de flot est donc fonction de l'état physique de cette vase.

* La crème de vase, restée peu de temps émergée dans les bas niveaux (rives des chenaux, basses slikkes), ou restée immergée sous quelques millimètres d'eau (flaques) sera remise en suspension par simple dilution dans l'eau, lors du passage de l'onde de flot;

* la vase instable sera remise en suspension grâce à l'énergie due à la vitesse de l'onde de flot et des petites vagues accompagnant le flot par beau temps;

* lors des fortes tempêtes, les vagues érodent non seulement la pellicule superficielle récemment déposée, mais attaquent même les vases anciennes (ex : microfalaises d'érosion en haut des slikkes à la limite des schorres);

* l'érosion des vases très cohérentes des levées ne se fait pas par les courants intervenant dans les chenaux, mais essentiellement par le processus d'effondrement ou de glissement en masse de la partie supérieure sur des vases inférieures très molles, par rupture d'équilibre statique, phénomène qui peut se calculer.

De plus, nous verrons ultérieurement que ces levées des chenaux sont protégées par une colonisation algale très active qui étend un voile "mucilagineux" sur toute la surface de la vase, renforçant ainsi biologiquement la résistance à l'érosion des hauts niveaux de la slikke.

Enfin, les variations des propriétés mécaniques des pellicules superficielles montrent bien le rôle fondamental de l'émersion sur la sédimentation très active des vasières : tout sédiment abandonné à la surface des parties hautes des slikkes aura toutes les chances d'être définitivement fixé. Ceci contribue à l'aspect convexe de la partie haute des vasières ou des rives des chenaux. Ainsi, les vasières s'accroissent très rapidement à partir des points hauts, limite slikke-schorre, gagnant petit à petit sur le domaine marin.

|||||||

CHAPITRE VIII

DÉCANTATION, TASSEMENT ET PERMÉABILITÉ DE LA VASE SUPERFICIELLE

Le problème du dépôt et du tassement libre sous l'eau des particules fines en suspension est un problème important pour le sédimentologue, puisque c'est à partir de cette décantation que se constituent les vases et qu'elles évoluent au cours de leur tassement.

Dans leurs travaux, BAUDET (1965) et MIGNIOT (1968) ont, dans un premier temps, étudié visuellement la décantation des vases sous l'eau dans des tubes et des bacs de verre; puis MIGNIOT (1970-1971) a pu suivre les variations de densité existant dans les culots de tassement par l'utilisation de la gammadensimétrie verticale (méthode mise au point par le L.C.H.F. et le C.E.A.-S.A.R. SACLAY).

Nous ne voulons pas reprendre ces travaux, mais les compléter en étudiant l'évolution de la décantation et du tassement de sédiments fins, à forte densité initiale, soumis ou non à un drainage vertical, et en déduire une perméabilité apparente au cours des premiers stades de la compaction.

Sur les vasières, le problème à étudier est double :

- dépôt, décantation sous l'eau, à marée haute,
- influence du drainage lors de l'émersion qui facilite la compaction.

En effet, sur les vasières, il y a une alternance de lits sablo-vaseux et vaseux qui permet la migration de l'eau interstitielle expulsée par le tassement. Cet écoulement se fait de haut en bas par percolation, ou de bas en haut par ascension capillaire, mais surtout latéralement par l'intermédiaire des lits silteux ou sableux. Le phénomène est accentué par l'abaissement de la "nappe phréatique", surtout au niveau des rives des chenaux, où il est possible d'observer de véritables résurgences situées à quelques centimètres sous la surface de la slikke, sources qui s'écoulent vers les chenaux. Il existe donc un véritable drainage à l'intérieur du sédiment par l'intermédiaire des lits silteux intercalés dans la vase, drainage qui accélère le processus de tassement.

Lors de la description des variations de la teneur en eau de la pellicule superficielle, nous avons fait appel à une ascension capillaire compensant la disparition de l'eau interstitielle par l'évaporation. Le changement de polarité du mouvement de l'eau n'enlève rien au phénomène : l'ascension capillaire et l'écoulement interne sont deux facteurs régis par la perméabilité variable de l'ensemble vase-silt au cours du tassement, qui est l'expulsion de l'eau interstitielle.

C'est ce que nous proposons d'examiner maintenant.

1 - CONDITIONS D'ÉTUDES

1.1. APPAREILLAGE

Les mesures de densité sont effectuées en utilisant l'ensemble de gammadensimétrie verticale du Laboratoire de Géologie Marine à Nantes, dérivé du banc horizontal mis au point par OTTMANN et COURTOIS (1970). Dans cette adaptation, le tube se déplace verticalement en passant dans un ensemble de plomb portant la source radioactive et la sonde. Le mouvement vertical du tube, équilibré par un contrepoids, se fait par un câble relié au banc de gammadensimétrie horizontal dont le charriot se déplace avec une vitesse constante et réglable (boîte à 16 vitesses). Toute l'électronique et l'enregistrement sont les mêmes que dans la méthode d'études des carottes (OTTMANN et COURTOIS, 1970).

1.2. MATÉRIAU d'ÉTUDES

Le matériau utilisé provient de la fine couche de vase superficielle déposée sur l'estran lors de la marée basse, soit sur les vasières littorales de la baie de Bourgneuf, soit en baie de la Vilaine (à proximité du barrage d'Arzal).

Ces sédiments sont très fins (figure 39 - courbes granulométriques). La médiane est de 2μ pour Bourgneuf et de 6μ pour Arzal. La fraction sableuse ($> 44\mu$) est peu importante, respectivement 1 à 2 % et 12 à 15 % du sédiment total, et presque essentiellement constituée de paillettes de mica (muscovite) très finement divisées, alors que le quartz est peu abondant.

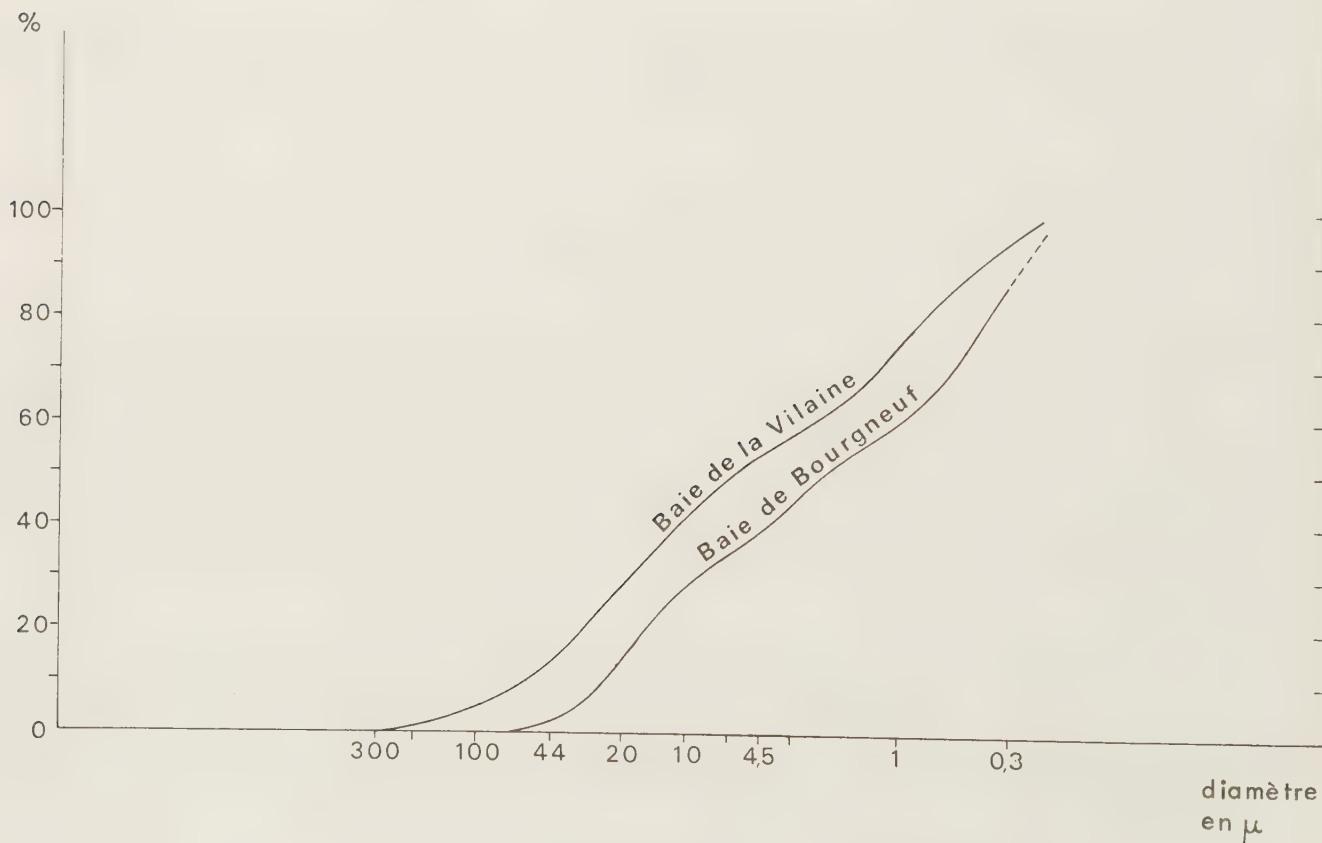


Fig. 39.- Courbes granulométriques des sédiments utilisés.

Les minéraux argileux ($< 2 \mu$) sont dans les proportions suivantes pour les deux types de sédiments :

Illite dominante = 40 %
Kaolinite = 30 %
Montmorillonite/Interstratifiés = 30 %
Traces de Chlorites.

La matière organique représente environ 3 à 3,5 % du poids sec, et les carbonates 10 % en moyenne du sédiment global.

1.3. MODE OPÉRATOIRE

Chaque sédiment est mis en suspension dans de l'eau de mer : 37 ‰ de salinité pour Bourgneuf, 24 ‰ pour Arzal, avec une concentration en poids sec de 190 g/l pour le premier et de 260 g/l pour le second, représentant 490 et 340 % d'eau, intervalle de variations de la pellicule superficielle au moment de l'émersion.

Afin de mesurer l'effet de la percolation sur le tassement, nous avons travaillé avec deux types de tube, de 2 mètres de haut et 10 m de diamètre ;

- l'un est fermé à sa base par un fond étanche soudé, donc représente "le tassement non drainé";
- l'autre est muni d'un fond amovible comportant crible, filtres et robinet d'évacuation montés sur filetage. L'étanchéité latérale est assurée par des joints toriques. Ce système permet la libre percolation de l'eau tout en retenant la vase en suspension.

Les mesures de densité sont faites sur toute la hauteur des culots de tassement à l'aide de la gammamensimétrie à des intervalles de temps croissants : 6 heures, 1, 2, 3, 7, 20, 110 et 200 jours et même au-delà.

Au bout de 600 jours, les culots de tassement en tubes ouverts ont été carottés en vue de

- connaître le pourcentage de la fraction sableuse sur toute la hauteur du culot,
- vérifier les mesures de densité par des teneurs en eau au creuset,
- prélever, en congelant à l'azote liquide, des fragments de vase pour la lyophilisation et l'observation au Microscope Electronique à Balayage.

2 - VARIATIONS COMPARÉES des CULOTS de TASSEMENT

Rappelons les résultats généraux des divers auteurs sur l'évolution des culots de tassement (BAUDET, 1965 - MIGNIOT, 1970-1971 - LAHUEC, 1973 - GALLENE, 1974 - OTTMANN et PRIGENT, 1974) .

- Rôle de la concentration initiale

* La vitesse de décantation est d'autant plus rapide que la concentration initiale est faible. Cette vitesse varie cependant en fonction de la nature du sédiment (rapide pour le kaolin, plus lente pour la bentonite (OTTMANN et PRIGENT, 1974) , très rapide pour les limons de FOS, plus lente pour les vases de MAHURY (Guyane , MIGNIOT, 1971).

* Il existe un seuil de concentration initiale où cette vitesse de décantation diminue très rapidement (vitesse de chute entravée, MIGNIOT, 1968). Ce seuil dépend de la nature des sédiments.

* Plus la concentration initiale est faible, mieux sera défini le culot de tassement, atteignant parfois des densités très élevées en fonction, là aussi, de la nature du sédiment.

* Il existe une concentration maximale "critique" dépendant et de la fraction sableuse contenue dans une vase, et de la nature de la vase à partir de laquelle toute décantation devient impossible (LAHUEC, 1973).

- Rôle de la granulométrie :

La présence d'un certain pourcentage de fraction grossière accélère la décantation, et parfois, pour les faibles concentrations, il peut se produire un "graded-bedding" (BAUDET, 1965 - OTTMANN et PRIGENT, 1974).

- Action du sel :

* La présence de sel accélère la décantation, surtout sensible pour les faibles concentrations (MIGNIOT, 1968), des sédiments naturels.

Pour nos essais, les concentrations initiales sont très élevées. Il ne faut donc pas attendre des vitesses de décantation très rapides en début d'expériences; nous sommes au-delà du seuil de tassement très rapide. Les concentrations varieront lentement, et les gradients de densité à l'intérieur des culots de tassement s'établiront tardivement. Nous sommes en milieu marin, donc marqué par l'influence du sel. Nous verrons aussi l'importance de la fraction sableuse dans les sédiments de la baie de la Vilaine.

2.1. ANALYSE des COURBES « VARIATIONS du RAPPORT $\frac{H_t}{H_i}$ en FONCTION du TEMPS » et des COURBES « CONCENTRATION MOYENNE des CULOTS en FONCTION du TEMPS ».

H_t = hauteur du culot de tassement au temps t
 H_i = hauteur initiale de la suspension.

L'examen de ces courbes conduit à plusieurs remarques ;

* l'évolution du tassement (figure 40) des deux types de sédiments est analogue pour un même type de tubes, ouvert ou fermé. Ceci est caractéristique pour les tubes fermés A_F et B_F , où les courbes H_t/H_i sont très voisines au cours des 30 premiers jours, malgré une concentration moyenne des culots tout à fait différente (figure 41) ;

* pour tous les essais, le tassement, d'abord très lent et régulier, tend vers un équilibre. Après une centaine de jours, on arrive à la "concentration maximale critique", où le tassement devient pratiquement nul. La concentration moyenne du "culot de tassement-limite" est une fonction directe de la concentration initiale de la suspension. A forte concentration initiale correspond une forte concentration du culot de tassement, dans le domaine des vitesses entravées de MIGNIOT (1968).

* Le tassement est plus rapide et plus important dans les tubes filtrants que dans les tubes fermés. Pour la vase de Bourgneuf, à partir d'une concentration initiale de 190 g/l, la concentration moyenne du culot, après 100 jours, passe de 350 g/l dans le tube fermé à 425 g/l dans le tube ouvert ; la vase de la Vilaine présente les mêmes ordres de grandeur : à partir de 260 g/l on trouve 450 g/l dans le tube fermé et 550 g/l dans le tube ouvert, soit, après 100 jours, une augmentation de 20 % environ.

La figure 42 décrit les variations en % de la différence des concentrations moyennes entre les deux culots des tubes ouverts et fermés ; pourcentage calculé comme suit :

$$\frac{C_{\text{ouvert}} - C_{\text{fermé}}}{C_{\text{fermé}}} \times 100.$$

C = concentration moyenne

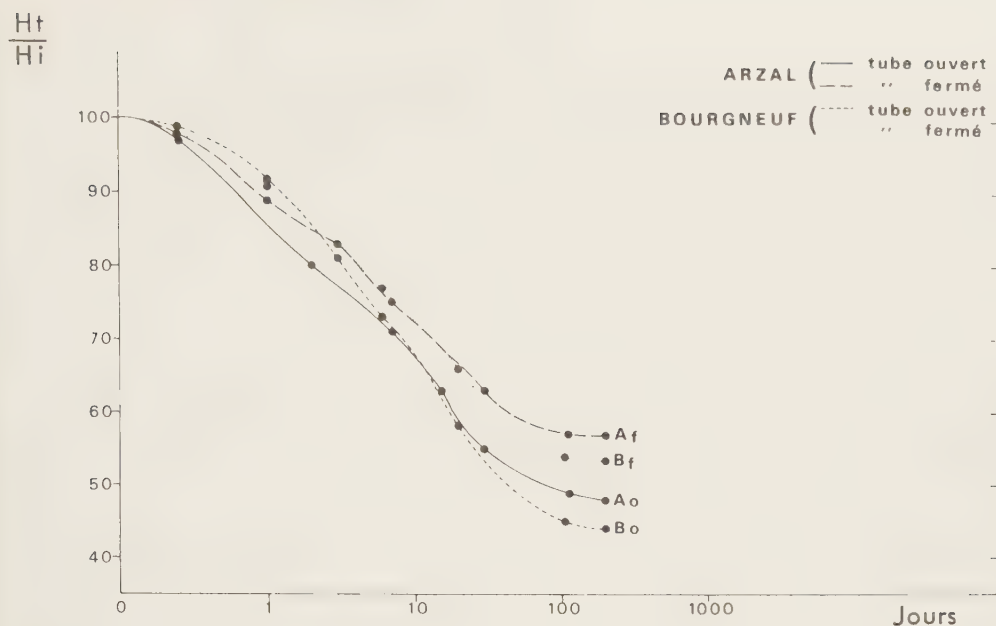


Fig. 40. - Rapport $\frac{H_t}{H_i}$ en fonction du temps

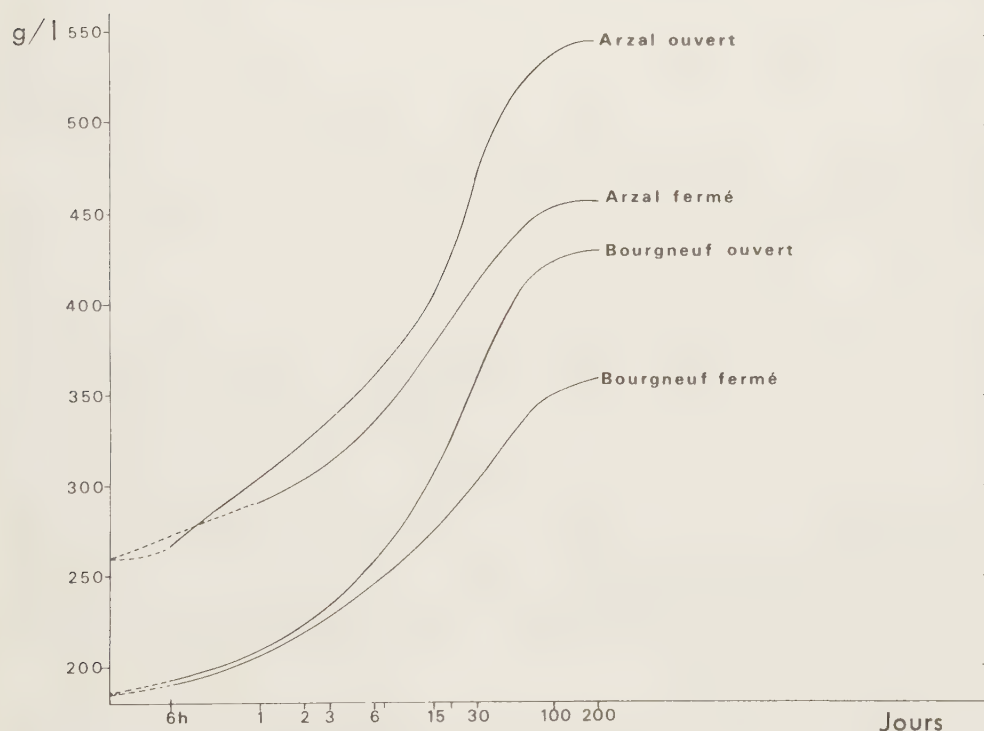


Fig. 41. - Concentration moyenne des culots de tassement g/l en fonction du temps

$$C_{\text{moy.}} = \frac{C_i \times H_i}{H_t}$$

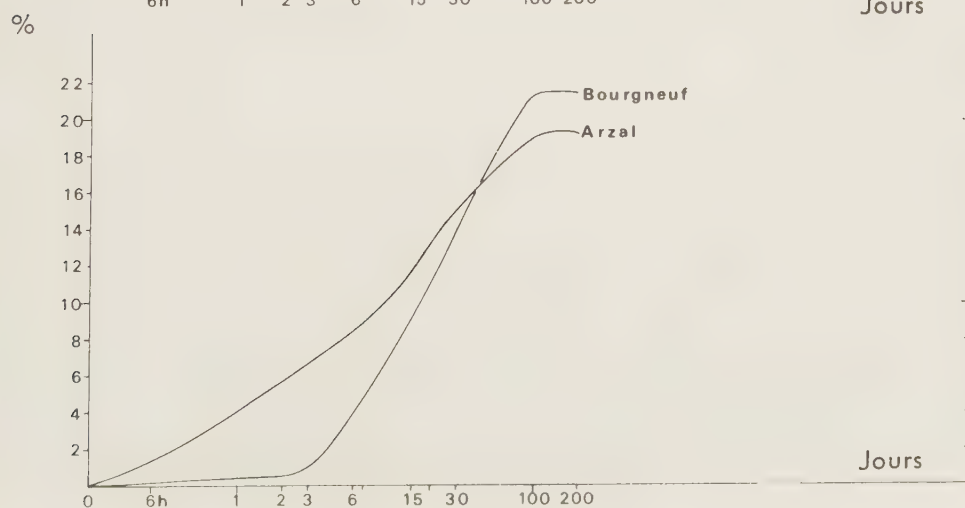


Fig. 42. - Variations des écarts de concentration moyenne observés entre tubes ouverts et tubes fermés en fonction du temps.

La différence de tassement s'établit très rapidement pour le sédiment d'Arzal, indiquant que la fraction sableuse permet une percolation rapide, tandis que pour le sédiment de Bourgneuf il faut attendre le troisième jour pour voir apparaître un écart de concentration. A partir de 100 jours, il n'y a plus de tassement très net dans les deux cas ; on arrive soit à la limite critique de décantation, soit au colmatage complet des filtres, ou simultanément aux deux phénomènes.

2.2. GRADIENT de DENSITÉ (ou de CONCENTRATION) DANS les CULOTS de TASSEMENT

Les séries de courbes des figures 43, 44, 45 et 46 montrent les variations de la densité ou de la concentration du complexe eau-sédiment en fonction de la profondeur en centimètres, dans le culot de tassement, pour les différentes mesures.

Il faut distinguer les essais avec tubes fermés des essais en tubes filtrants avec percolation libre de l'eau dans la masse de sédiment.

2.2.1. TUBES FERMÉS

* Sédiments de la baie de Bourgneuf (figure 43)

Etant donnée la forte concentration initiale (190 g/l), le gradient de densité est presque inexistant au cours des 20 premiers jours, et ne se manifeste guère que dans les cinq derniers centimètres. La densité oscille entre 1,16 et 1,18 sur toute la hauteur du culot (à 20 jours) et atteint 1,20 au bas de la colonne. Après 100 jours, les variations sont plus importantes (de 1,18 à 1,23 ou 1,26), et se manifestent sur presque toute la hauteur du culot (environ 1 m).

* Sédiments de la baie de la Vilaine (figure 45)

Toujours en raison de la forte concentration initiale (260 g/l) pendant les deux premières semaines, le gradient de densité est faible, montrant des fluctuations positives ou négatives très rapides dues à des déficits de densité par la présence de "bulles gazeuses" disséminées dans le sédiment (visibles par un examen de radiographie X). En bas du culot, la densité peut passer de 1,20 à 1,25 (mesure à 7 jours) sur les 20 derniers centimètres. La fraction sableuse de ce sédiment (12 %) permet un tassement précoce du fond du culot ; l'eau peut s'échapper plus facilement vers le haut. Etant données la forte concentration initiale et la faible dimension des grains de sable, il n'y a pas de sédimentation sableuse différentielle à la base du culot (voir figure 47) ; donc, le gradient de densité observé en bas du culot correspond bien à une diminution de la teneur en eau, et non à une augmentation de la fraction sableuse (absorbant d'ailleurs les rayons γ que les particules argileuses).

Puis, à partir du 30^{ème} jour, les variations sont semblables à celles du sédiment "Bourgneuf", à la réserve près que les densités atteintes sont plus élevées (de 1,26 à 1,32, pour la mesure à 200 jours par exemple).

Ces résultats rejoignent donc les travaux précédents, sur divers sédiments. L'établissement d'un gradient de densité à l'intérieur d'un culot de tassement est assez lent (une quinzaine de jours) pour des concentrations initiales élevées (supérieures à 100 g/l), comme celles utilisées dans le cas présent. Nous observons aussi le même phénomène que MIGNIOT (1971) : au début du tassement apparaissent des gradients inverses, où la densité décroît en fonction de la profondeur sur de courtes distances. L'examen de ces culots par radiographie X montre de très nombreuses bulles gazeuses (de 1 à 2 mm de diamètre) provenant de l'activité bactérienne : réduction des sulfates par consommation de la matière organique, dégagement de CO_2 et d'hydrocarbures gazeux. Cette diminution apparente de densité en fonction de la profondeur cesse rapidement après 30 jours, par arrêt ou ralentissement de l'activité bactérienne. Ensuite, le gradient positif de la densité s'établit sur toute la hauteur du culot de tassement.

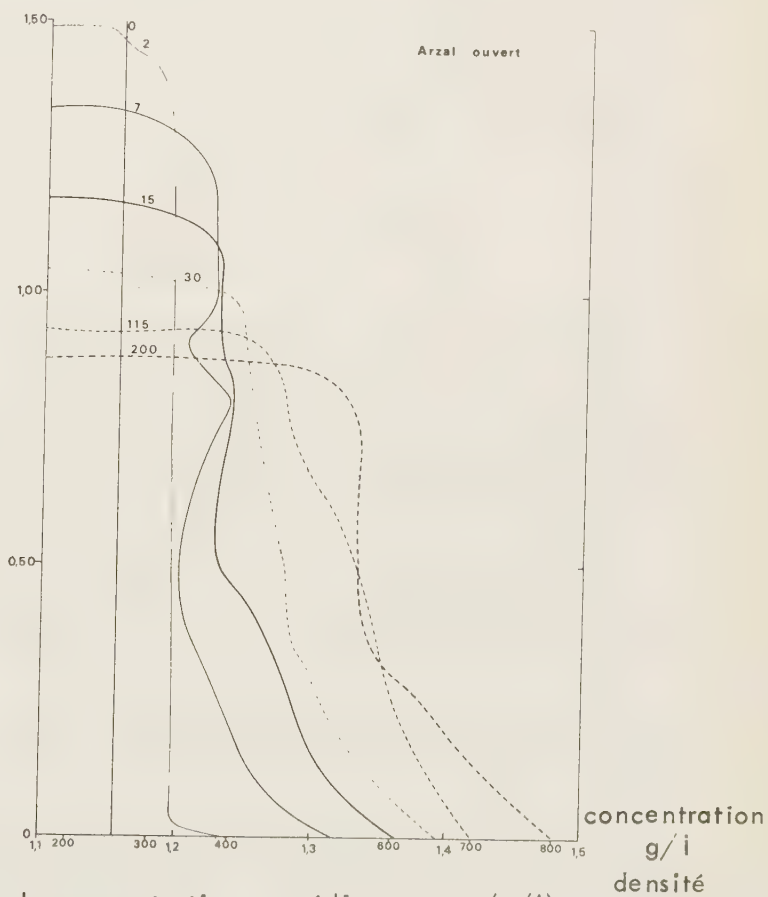
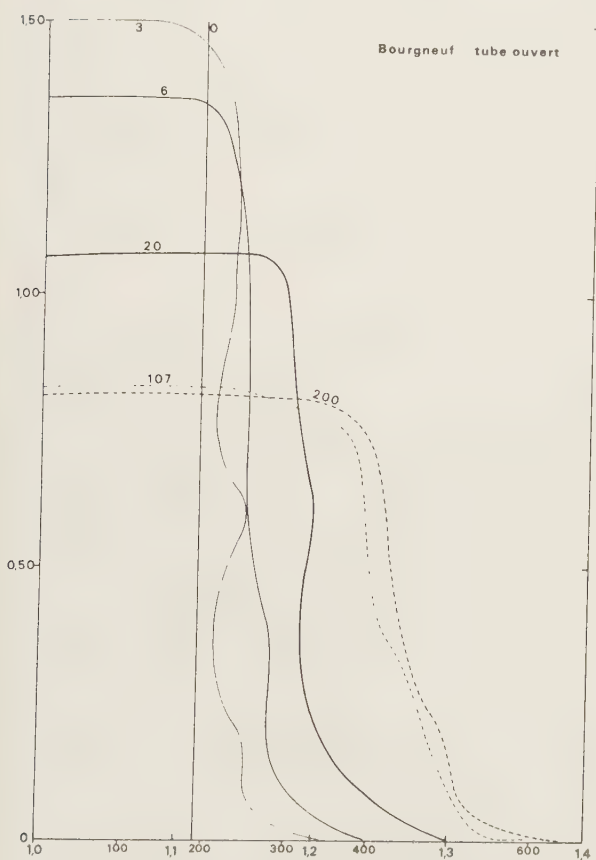
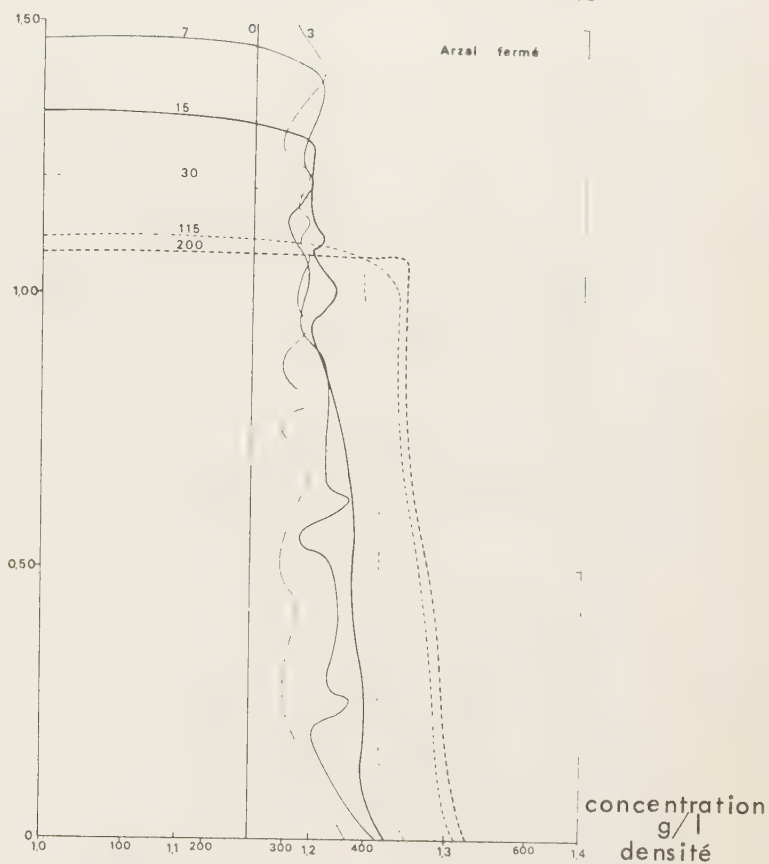
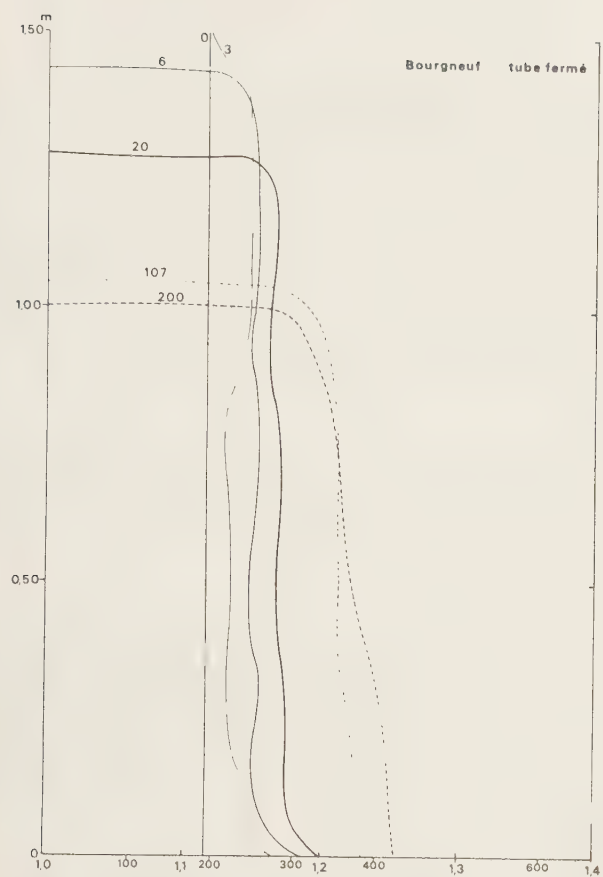


Fig. 43, 44, 45, 46.- Gradients de densité ou de concentration en sédiment sec (g/l) dans les culots au cours du temps.

2.2.2. TUBES OUVERTS

* Sédiments de la baie de Bourgneuf (figure 45)

Au cours des premiers jours du tassement, le gradient de densité n'apparaît nettement que dans les derniers 30 centimètres du culot, et augmente entre le 3^{ème} et le 20^{ème} jour (de 1,2 à 1,3). Puis le gradient de densité intéresse toute la colonne de sédiment, passant de 1,24 en surface à 1,32 à 5 cm du fond et 1,36 entre 0 et 5 cm. Le tassement est donc très important dans les cinq centimètres au-dessus du filtre, indiquant à ce niveau une forte expulsion d'eau (160 à 110 % d'eau).

Toutefois, il faut souligner que la percolation verticale des eaux se ralentit ou s'arrête rapidement par colmatage des filtres, comme le confirmera la diminution des débits recueillis au bas des tubes dans le cas du sédiment "Bourgneuf", où la fraction sableuse est très faible.

* Sédiments de la baie de la Vilaine (figure 46)

Il n'existe pas de gradient de densité à 2 jours, bien que les 3 derniers centimètres passent de 1,20 à 1,24. Les mesures ultérieures montrent toutes des variations très importantes sur toute la hauteur du culot. Il s'établit un véritable gradient de densité depuis la surface jusqu'au bas du culot, gradient s'amplifiant en fonction de la profondeur et en fonction du temps. L'influence de l'écoulement est donc ici très nette, la percolation pouvant être forte par suite du pourcentage important de la fraction sableuse (10 à 15 %).

En résumé, pour nos concentrations initiales élevées, le gradient de densité se manifeste assez tard, après plusieurs jours, dans les culots de tassement des tubes fermés. Une importante fraction sableuse dans le sédiment accélère l'établissement de ce gradient. Par contre, la percolation libre de l'eau à l'intérieur des culots de tassement établit très rapidement un gradient de densité, qui débute au niveau de l'écoulement (filtres) pour gagner toute la colonne de sédiment, beaucoup plus vite que dans les culots des tubes fermés. La possibilité de drainage

augmente la vitesse de tassement,

augmente de 20 % la concentration moyenne des culots drainés par rapport à un tassement non drainé (au bout de 100 jours).

Remarque : Le pouvoir de résolution de l'appareil de gammadensimétrie est de l'ordre du centimètre. Il n'est donc pas possible de suivre valablement l'évolution de la densité du dernier millimètre des culots de tassement situé immédiatement au-dessus des filtres dans les tubes ouverts, par analogie au millimètre supérieur de la couche superficielle des slikkes. Cependant, une mesure faite cinq heures après la mise en tube de décantation montre, pour le dernier centimètre, une densité 1,20 pour Arzal et 1,17 pour Bourgneuf, contre 1,15 et 1,11 au départ, soit 255 % et 300 % d'eau contre 340 et 400 % initiaux. La perte d'eau en 5 heures, rapportée à la teneur initiale, est de 25 et 38 %. Ceci correspond à l'ordre de grandeur des variations de la teneur en eau de la pellicule superficielle lors des émergences, de durée équivalente, bien que l'observation sur les culots porte sur 1 centimètre et non sur 1 mm, comme dans le cas de la pellicule superficielle.

3 - FRACTION SABLEUSE DANS les CULOTS de TASSEMENT

Au cours du tassement, pour ces concentrations élevées, la fraction grossière ($> 44 \mu$) ne subit pas de variation notable (figure 47); elle reste pratiquement constante dans tout le culot pour les deux sédiments "Bourgneuf" et "Arzal". Cependant, nous pouvons noter la disparité de comportement entre les deux types de sédiment : 1 à 2 % des sables pour la vase de Bourgneuf, et

12 à 15 % pour celle de la Vilaine. Ainsi, la fraction grossière est un facteur très important pour la compréhension des perméabilités et des vitesses apparentes d'écoulement de ces vases au cours de leur tassement ; elle se traduit donc par

- une accélération de la vitesse de tassement (BAUDET, 1965),
- une augmentation de la concentration moyenne des culots (id),
- le maintien d'une certaine perméabilité, même lorsque la vase atteint une forte concentration.

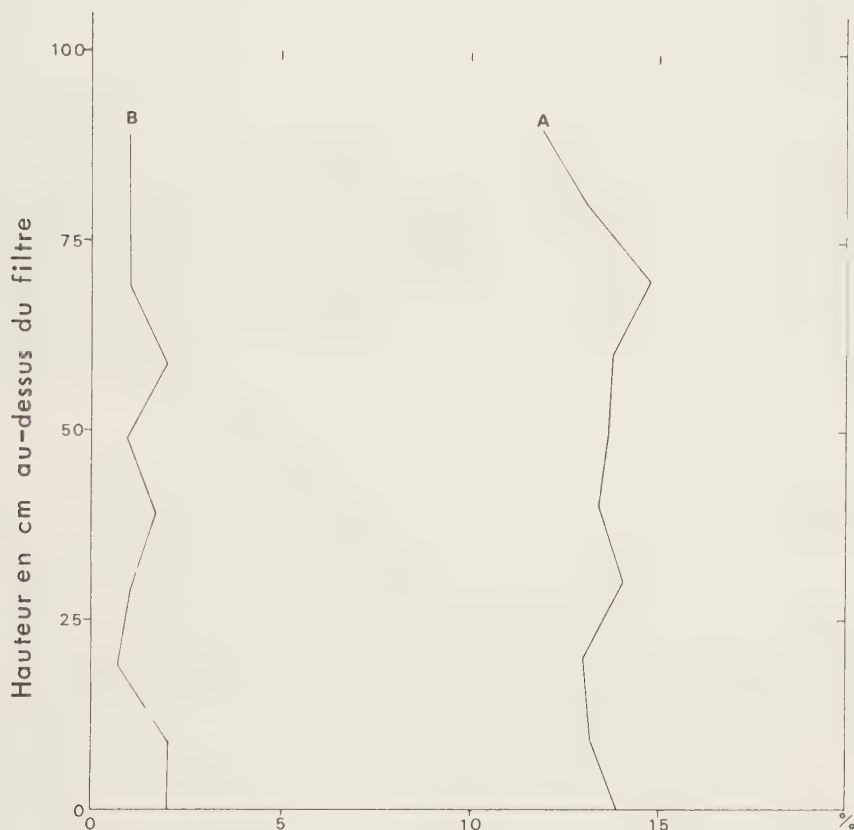


Fig. 47. – Pourcentage de la fraction grossière ($> 44 \mu$) dans les culots "tubes ouverts" après 600 jours.

Dans ces observations, on n'a pas noté de ségrégation sableuse dans les culots, car les sables sont très fins. En effet, les concentrations initiales élevées des suspensions empêchent un dépôt préférentiel de la fraction sableuse par rapport à la fraction fine (inférieure à 44μ).

4 - VARIATIONS de la « VITESSE APPARENTE » d'ÉCOULEMENT de l'EAU et de la « PERMÉABILITÉ RELATIVE » des CULOTS au COURS du TASSEMENT

La "vitesse apparente" d'écoulement, ou vitesse de filtration de l'eau à travers le culot de tassement, peut être calculée par la formule :

$$V \text{ cm/s} = \frac{Q \text{ cm}^3/\text{s}}{S \text{ cm}^2}$$

$\frac{\text{Volume recueilli par seconde}}{\text{section du tube}}$

Selon la loi de DARCY, cette vitesse apparente est fonction d'un certain coefficient K , dit coefficient de DARCY ou de perméabilité. L'équation de DARCY s'écrit, pour nos expériences :

$$Q = K \cdot S \cdot \frac{h}{l}$$

où Q = débit cm^3/s ; S : Section en cm^2 ; $\frac{h}{l}$ gradient hydraulique avec h = hauteur du culot en cm et l = hauteur d'eau en cm, au-dessus du culot. K peut alors être exprimé en $\text{cm}^3/\text{cm}^2/\text{s}$ c'est-à-dire un débit en cm^3/s s'écoulant à travers une section transversale de 1 cm^2 (SHOELLER 1962, p. 98, et al.). Nous appellerons le coefficient de DARCY "perméabilité relative", calculée à partir des vitesses apparentes par la formule

$$K = \frac{Q}{S} \times \frac{l}{h} \quad \text{ayant les dimensions d'une vitesse exprimée en cm/seconde.}$$

4.1. « VITESSES APPARENTES »

Les "vitesses apparentes" d'écoulement (courbes fig. 48) varient de $45 \cdot 10^{-6} \text{ cm/s}$ à $0,5 \cdot 10^{-6} \text{ cm/s}$ soit environ un rapport de 1 à 100, au cours des 200 jours de mesures, pour les deux échantillons. Les variations sont sensiblement identiques (courbes très voisines), avec cependant une "vitesse apparente" légèrement plus élevée pendant les 15 à 20 premiers jours pour le sédiment de Bourgneuf, où la concentration initiale est plus faible, de même que les densités des divers culots de tassement. Le colmatage des filtres se produit entre 20 et 100 jours et il semble être quasi total pour les vases fines de Bourgneuf.

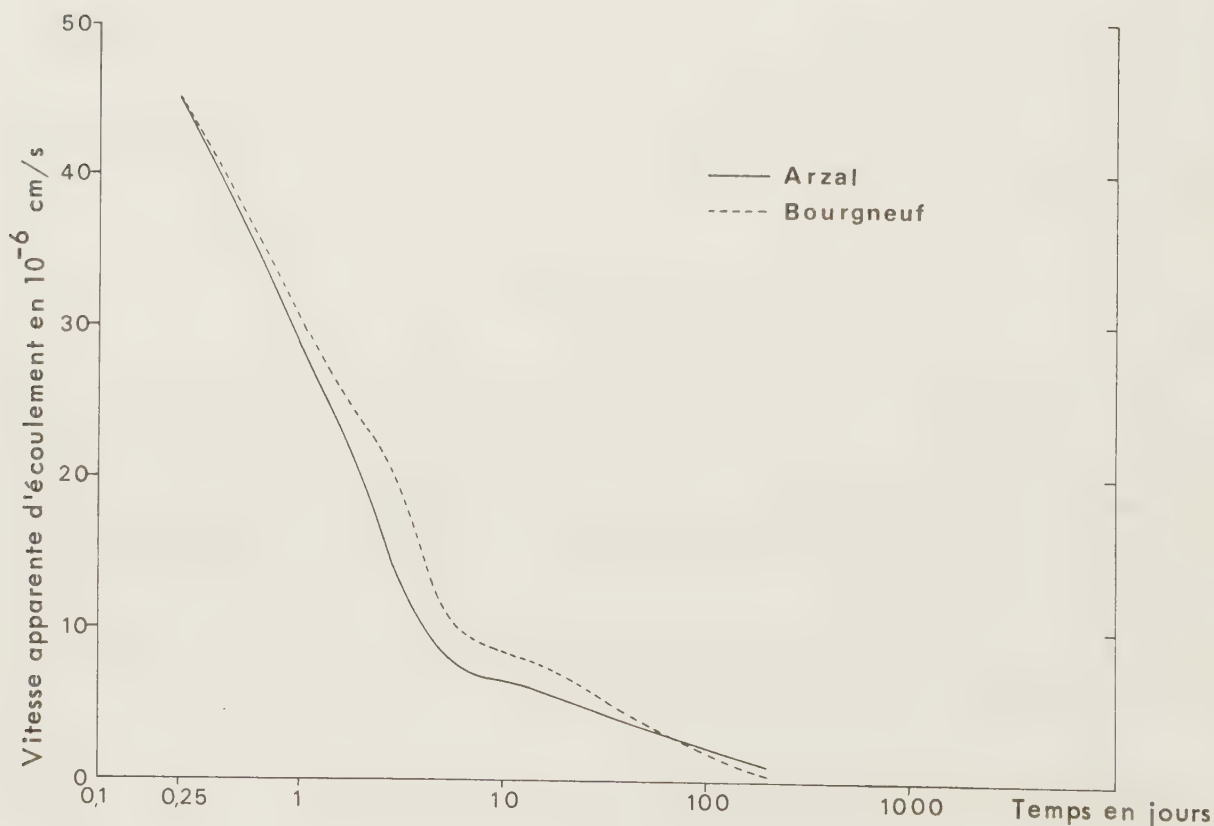


Fig. 48. — Variation de la "vitesse apparente" d'écoulement en fonction du temps.

Après 100 jours, cependant, l'eau s'écoule plus aisément du sédiment d'Arzal, par suite de la fraction sableuse, malgré un degré de tassement plus important du culot. Il faut noter la rupture de pente des courbes autour des 5-6 jours, indiquant un changement systématique du comportement de la filtration. On peut dire que la percolation n'est réellement importante qu'au cours des 5-6 premiers jours du tassement (évacuation des eaux par la porosité), et qu'ensuite l'expulsion de l'eau est extrêmement ralentie (élimination des eaux par la compression (MIGNIOT, 1968) qui est extrêmement faible dans les culots de tassement).

4.2. « PERMEABILITÉ RELATIVE »

La "perméabilité relative", à ces vitesses différentes, varie dans de très larges mesures au cours du tassement (courbes fig. 49) : le rapport entre la première mesure à 6 heures et la dernière à 200 jours est de 1 pour 10000 pour Bourgneuf (de $5 \cdot 10^{-3}$ cm/s à $5 \cdot 10^{-7}$ cm/s) et de 1 pour 1000 pour le sédiment de la Vilaine (de $2 \cdot 10^{-3}$ à $2 \cdot 10^{-6}$ cm/s). Ces valeurs de "perméabilité relative" rejoignent celles obtenues par OTTMANN et coll. (1968) où, sur des vases profondes prélevées dans l'estuaire de la Loire, pour une concentration de 650 g/l ($d=1,4$) la perméabilité (obtenue par des essais œdométriques) est comprise entre 1 et $0,1 \cdot 10^{-8}$ cm/s, et pour 575 g/l ($d=1,35$), elle est voisine de $2 \cdot 10^{-6}$ cm/s.

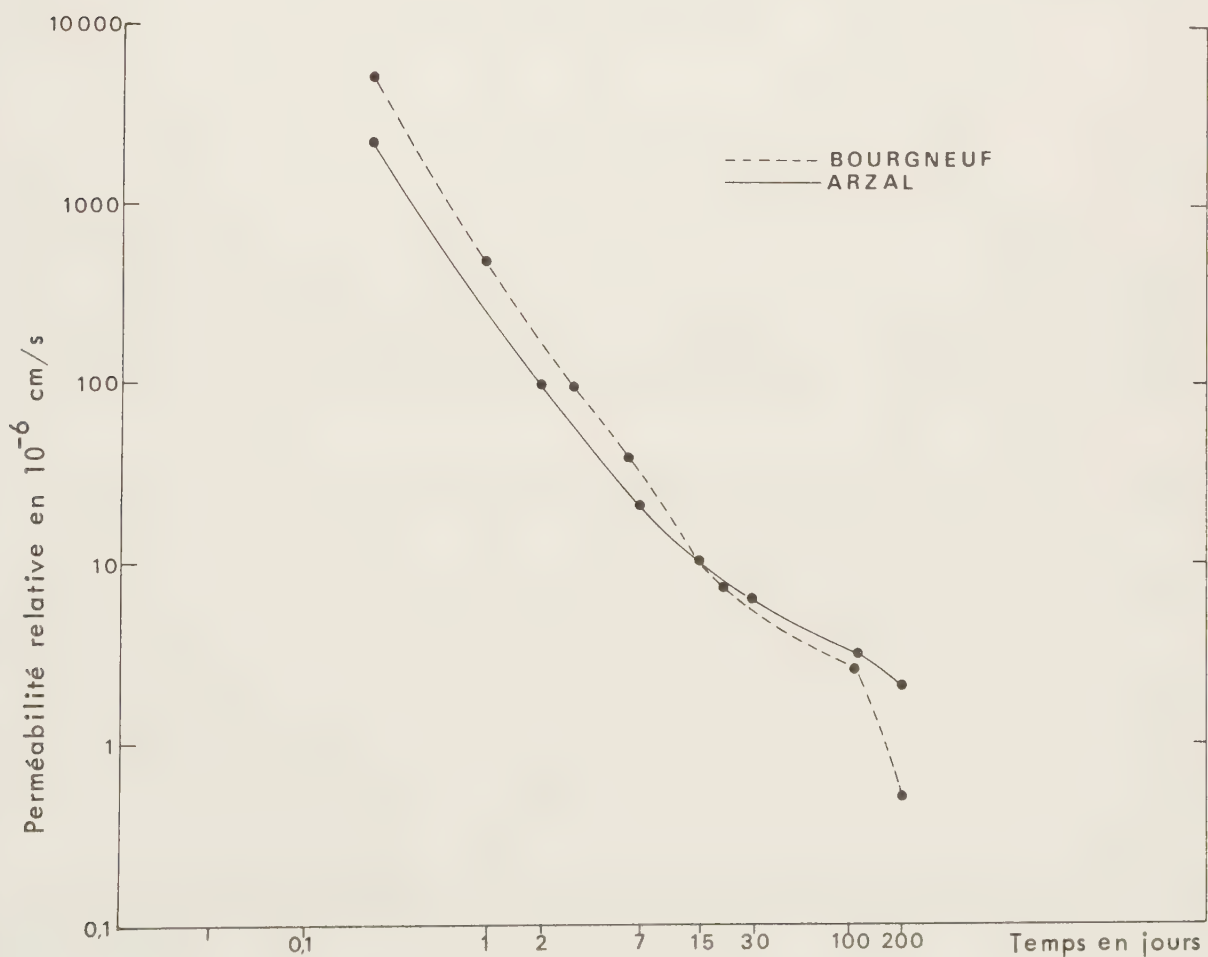


Fig. 49.— Variation de la perméabilité relative en fonction du temps.

Pendant les premières heures du tassement, la "perméabilité relative" ($5 \cdot 10^{-3}$ cm/s) est très comparable à celle des sables de Loire ($1 \cdot 10^{-3}$) ou des sables fins (de $1 \cdot 10^{-3}$ à $1 \cdot 10^{-4}$ cm/s) (CASTANY, 1963, p. 209). Ceci est très important, car, au cours des brefs moments d'émersion, la pellicule superficielle, malgré un pourcentage négligeable de fraction sableuse, se comporte comme un sable fin et possède une perméabilité notable. L'eau interstitielle peut s'écouler rapidement, comme nous l'avons vu au chapitre des teneurs en eau (p. 92). C'est ce qui permet à la pellicule superficielle des slikkes d'acquérir une forte cohésion en un laps de temps très court, de quelques heures, alors que par tassement seul il lui faudrait 1 à 3 mois pour arriver à un stade équivalent.

De plus, la perméabilité de la pellicule superficielle, comparable à celle des sables fins, permet une bonne transmission des pressions interstitielles. Lors de l'arrivée de l'onde de flot, le déferlement des vaguelettes crée une surpression pouvant aisément se répercuter à la surface de la vase, et donc faciliter la remise en suspension, particulièrement pour les "vases instables" qui n'atteignent jamais de très fortes cohésions (cf. chapitre VII).

Les courbes (figure 50) montrent les variations de la "perméabilité relative" du début à la fin des expériences, soit 200 jours, en fonction de la concentration moyenne atteinte dans les culots, au cours du temps. Elles font apparaître deux faits principaux :

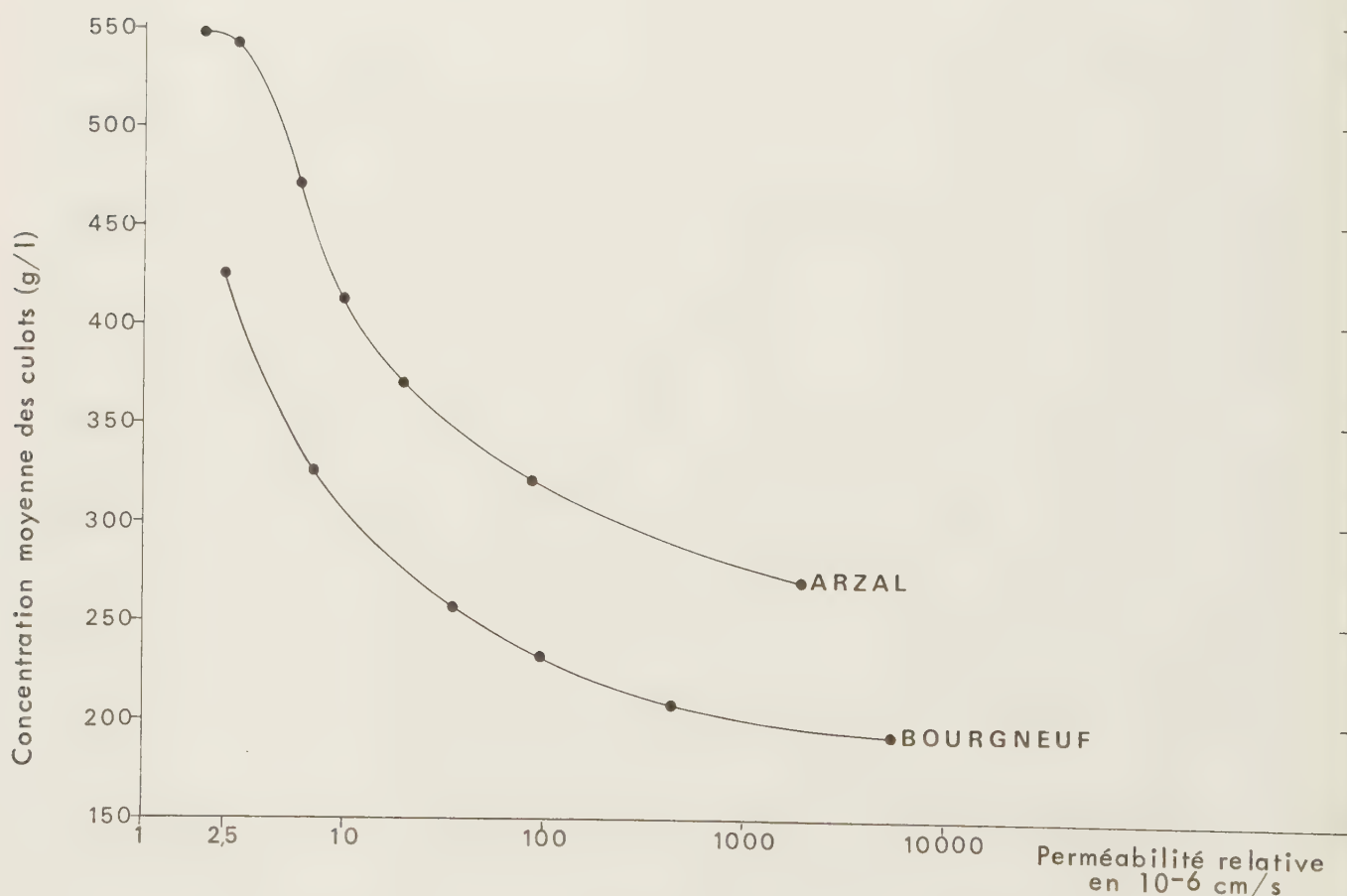


Fig. 50.— Variations de la perméabilité relative en fonction de la concentration moyenne des culots.

— variations analogues de la "perméabilité relative" au cours du tassement ; les courbes sont parallèles ;

— la concentration en sédiment d'une mixture influe moins sur la "perméabilité relative" que la granulométrie du sédiment. En effet, pour une concentration de 300 g/l, la "perméabilité relative" est de $12 \cdot 10^{-6}$ cm/s pour Bourgneuf et de $220 \cdot 10^{-6}$ cm/s pour Arzal, soit presque 20 fois plus, pour une différence de teneur en sable très fin de 10 %.

Ces résultats intéressent toute la hauteur des culots de tassement, environ 90 centimètres en fin d'expérience. La "perméabilité relative" des culots en fonction de la profondeur, ou de la distance par rapport au filtre, n'a pas été analysée. Après 200 jours, nous avons prélevé une "carotte" dans le culot : l'analyse granulométrique n'indique pas une migration préférentielle des éléments sableux, vers la base du culot : le sédiment reste donc homogène du point de vue texture. L'examen au Microscope Electronique à Balayage de divers niveaux dans les culots montre une structure alvéolaire très lâche, sauf au voisinage immédiat du filtre.

5-MICROSTRUCTURE des CULOTS

Bien que ce problème soit traité en détail au chapitre suivant, nous pouvons dire ici quelques mots résumant les faits utiles à ce chapitre ⁽¹⁾.

* Photos au niveau 2-3 cm à partir de l'interface eau-sédiment

Vue perpendiculaire à la stratification, un peu oblique

La photo 1 représente un carré de 0,3 mm de côté (W % = 290 % soit 300 g/l, d = 1,18).

Structure alvéolaire plus ou moins orientée : les pores font de 3 à 8 μ en moyenne ; les cloisons sont inférieures à 1 μ . On aperçoit quelques éléments très allongés (L = 50 μ), disposés parallèlement à la stratification (particules micacées ? ou coquilles ?); il est difficile de distinguer l'arrangement des particules fines dans les cloisons, mais de forts grossissements montrent une disposition bord-face et bord-bord assez fréquente.

* Photo 2 au niveau 70 cm à partir de l'interface eau-sédiment

Même grossissement (W % = 190 %, soit 430 g/l d'eau, d = 1,26).

Les pores sont plus petits, les cloisons plus épaisses, les particules beaucoup plus agglomérées (arrangement face-face), traduisant un tassement important. Présence de grains très volumineux : sables très fins (diamètre apparent : 60 μ).

* Photos au niveau du filtre

(W = 130 % soit 600 g/l, d = 1,36)

— Parallèlement à la stratification (photos 3 et 4) :

Structure très dense. Les pores sont absents, sauf autour de 40 μ (x 300). Les forts grossissements laissent apparaître des interstices très petits, de l'ordre du micron, mais sont peu nombreux. Les particules sont disposées face contre face.

— Perpendiculairement à la stratification (Photos 5 et 6) :

La vase présente des pores très fins, difficilement mesurables, allongés dans le sens des amas de particules disposés horizontalement dans le culot. Autour des gros éléments (frag-

(1) Voir planches photographiques dans le Tome II - Figures, page 36.

ments de diatomées), les particules argileuses, inférieures au micron, s'orientent face contre face, indiquant un écrasement des structures alvéolaires décrites dans les autres niveaux du culot.

Les interstices très fins entre les particules sont tortueux ; le cheminement des eaux est très difficile. La perméabilité au niveau du culot devient donc pratiquement nulle.

Ces quelques descriptions de la microstructure confirment bien que les perméabilités sont très différentes entre la surface et la base du dépôt.

Tous ces résultats traduisent un phénomène à une autre échelle que sur la pellicule superficielle des vasières, puisque nous avons travaillé sur 2 m de suspension, réduite à 90 cm en fin d'expérience. Toutefois, ils illustrent bien ce qui peut se produire si les vasières sont considérées comme une succession de pellicules superficielles en voie de tassement, avec des possibilités de percolation et d'écoulement d'eau.

Il est cependant nécessaire de rapprocher ces phénomènes de décantation et de tassement de ceux décrits par GALLENNE (1974) dans l'estuaire de la Loire, où la décantation du bouchon vaseux donne une "couche crème" de 2 à 3 mètres d'épaisseurs, avec des concentrations du même ordre de grandeur que celles atteintes par la pellicule superficielle au début de l'émersion. Dans le cas de la "couche crème", les essais effectués dans ce travail sont tout à fait assimilables, et peuvent servir à comprendre le mécanisme de dépôt de 1 cm de vase en une marée (GALLENNE, 1974, p. 56).

6 - CONCLUSIONS

Ces expériences, par gammadensimétrie verticale, sur le tassement et la perméabilité de vases marines naturelles peuvent apporter une illustration des phénomènes qui se produisent dans la pellicule superficielle des vasières lors des émerSIONS biquotidiennes. Si l'on compare la base du culot de tassement, située immédiatement au-dessus des filtres, à la pellicule superficielle, plusieurs observations essentielles permettent de décrire le mécanisme des variations très rapides existant sur les vases émergées.

- "Vitesse apparente d'écoulement" et "perméabilité relative" de la base des culots sont très comparables à celles d'un sable fin, ceci au cours des six premières heures ; il en résulte une possibilité d'écoulement et de ressuyage très rapide de la pellicule superficielle. Pendant les deux premières heures d'émersion, celle-ci peut perdre 60% de l'eau écoulee au cours d'une émersion de 6 heures (où la teneur en eau s'abaisse de 35 à 50 % de sa teneur initiale).

- Cette perte d'eau accélère le tassement qui, dans les essais décrits, ne peut être comparé en valeur absolue avec ce qui se passe sur les vasières. En effet, les vitesses obtenues dans les tubes sur deux mètres initiaux, puis 90 cm de culot, sont beaucoup plus faibles que celles observées, dans la nature, sur le seul millimètre superficiel de la vasière. Toutefois, la comparaison est possible qualitativement avec les derniers millimètres du culot au-dessus du filtre, pendant les premières heures d'expériences, on trouve le même ordre de grandeur (25 à 38 % de perte d'eau), dans le centimètre au-dessus du culot, après 6 heures de tassement.

- L'examen des microstructures au M.E.B. montre une image tout à fait semblable entre la base du culot en contact avec le filtre et la pellicule superficielle en fin d'émersion, lorsqu'on compare les deux clichés (6 et 17).

- La présence de sable, même en petite quantité, dans le sédiment, permet une accélération des phénomènes décrits, principalement pour la perméabilité qui peut rester longtemps élevée.

Ceci est très important, car l'enfouissement de nombreuses pellicules superficielles à forte teneur en sable donnera à la vasière la possibilité de conserver un drainage sous-jacent très important pour les migrations des eaux phréatiques et des eaux interstitielles expulsées par le tassement. C'est ce qui explique l'observation faite au début de ce chapitre sur la présence de sources ou résurgences sur les rives des chenaux de marée, situées à quelques centimètres sous la surface de la slikke.

■■■■■■■■■■

CHAPITRE IX

MICROSTRUCTURE DES VASES SUPERFICIELLES OBSERVÉE AU MICROSCOPE ÉLECTRONIQUE A BALAYAGE

1-INTRODUCTION — TECHNIQUES

La lyophilisation des vases marines est une technique mise au point au Laboratoire, d'emploi facile pour l'observation des microstructures, tant au microscope optique après inclusion de résine (ALIX et OTTMANN, 1969) qu'au microscope électronique à balayage (BARBAROUX et col., 1972a ; OTTMANN et col., 1972 ; BARBAROUX et col., 1972b).

Cependant, la pellicule superficielle des vasières, du fait de sa faible cohésion par suite d'une teneur en eau très élevée, de 200 à 100 % d'eau, pose des problèmes de prélèvement. Nous avons résolu ces difficultés en allant congeler sur place la pellicule superficielle des vasières. Un tube de P.V.C. de 80 mm de diamètre et de 10 cm de longueur est enfoncé à la surface de la vase ; il suffit de verser très rapidement de l'azote liquide dans ce cylindre et d'attendre quelques instants pour obtenir un disque de 0,5 à 1 cm d'épaisseur de vase congelée. Il est nécessaire d'opérer très rapidement pour éviter la formation d'une couche de glace sur la vase à partir de l'humidité atmosphérique qui s'y condense et de conserver ces disques de vase dans l'azote liquide pour le transport du lieu de prélèvement au laboratoire. Nous avons utilisé une réserve de 25 litres de N_2 liquide pour congeler les échantillons (réservoir TC 25 de l'Air Liquide) et un container à large col RCB 12 permettant de placer six canisters de 67 mm de diamètre ⁽¹⁾. En dédoublant chaque canister, nous pouvions faire 12 prélèvements de vase, en utilisant 40 litres d'azote liquide.

L'inconvénient majeur de cette méthode est de congeler progressivement la pellicule superficielle : il se forme parfois des aiguilles de glace qui s'accroissent vers la profondeur, détruisant les structures originelles. Cependant, pour la surface elle-même, et le premier millimètre, il ne semble pas y avoir de perturbation ; aussi nous ne décrivons que ces faciès superficiels, ceux qui nous intéressent dans ce travail.

Le temps de lyophilisation est de 10 heures environ, pour des petits parallélépipèdes de vase de 2 x 4 x 1 cm. Puis ces échantillons lyophilisés sont cassés en cubes de 0,5 cm, recouverts d'or colloïdal et observés au M.E.B.

2-OBSERVATIONS

2.1. CREME DE VASE

Elle est caractérisée par une très forte teneur en eau : de 400 à 500 %. Elle se situe dans les bas niveaux, à marée basse principalement, en bordure des chenaux, où elle peut atteindre 10 à

⁽¹⁾ Je remercie M. LUCE de l'Air Liquide de NANTES, du prêt gracieux de ce container et des conseils qu'il m'a aimablement prodigués.

40 cm d'épaisseur, mais aussi dès le début d'émersion sur toute la surface des slikkes. C'est la pellicule sédimentaire fraîchement déposée au cours d'une marée haute, non reprise par l'onde de jusant.

2.1.1. CREME DE VASE SUR LA BASSE SLIKKE

Echantillon prélevé deux heures après le retrait de la mer, la teneur en eau est comprise entre 250 et 300 %.

Photo ⑦⁽¹⁾ (grossissement X 100, la photo représente un carré de 0,9 mm de côté). On note deux structures très différentes ;

- en haut : surface compacte avec quelques perforations ; il faut noter un cône au sommet d'un puits de drainage dans le coin de la photo. On appelle "puits de drainage" les orifices tubulaires laissés par le dégagement de l'eau qui remonte en surface au cours de la compaction (ou des bulles de gaz qui sortent de la vase ?) ;
- en bas : surface très lâche, avec beaucoup plus d'intervalles entre les particules ; les photos suivantes permettent de mieux discerner la structure.

Photo ⑨ (grossissement X 1000, carré de 0,09 mm).

Photo ⑪ : (grossissement X 3000, carré de 0,03 mm).

On observe une structure alvéolaire à deux couches ;

- en surface : maille très large délimitée par de petits éléments plus ou moins arrondis (dimension moyenne : 1μ) disposés face à face ;
- au-dessous : maille moins large délimitée par des éléments plus grossiers (débris coquilliers, de diatomées).

La structure compacte, non illustrée ici, est constituée de très petits "cristaux" (1μ) délimitant quelques interstices isolés.

Cette crème de vase de basse slikke est donc constituée d'éléments très fins (1 micron de diamètre moyen), montrant deux types microstructuraux ① → structure très lâche, évoquant des flocons qui viennent de se poser, ② → structure plus compacte, indiquant un début d'écrasement de ces flocons. La structure "compacte" n'est jamais atteinte.

2.1.2. CREME DE VASE DE HAUTE SLIKKE

Prélèvement après 3 heures d'émersion ; la teneur en eau est de 300 % environ.

Photo ⑧ (grossissement X 120, carré de 0,75 mm de côté).

Structure alvéolaire très lâche, non orientée, avec quelques frustules de diatomées ? (0,15 mm de longueur).

Photo ⑩ (grossissement X 300, carré de 0,3 mm de côté), montre que la structure superficielle très lâche subsiste encore en profondeur.

Photo ⑫ : (grossissement X 1000, carré de 0,09 mm de côté).

Les frustules de diatomées sont recouverts par de très petits éléments (1 micron), analogues à ceux décrits ci-dessus. Il apparaît cependant des éléments plus grossiers, en bas et à droite de la photo (débris coquilliers ?).

(1)

Voir Planches photographiques dans le Tome II, Figures, page 36.

Cette crème de vase est de composition plus hétérogène que la précédente : petits éléments (minéraux argileux sans doute), frustules de diatomées, gros débris coquilliers. Elle correspond à la reprise d'éléments déposés au fond des chenaux dont la sédimentation est brutale et non différentielle.

La microstructure, très lâche, de la crème de vase indique une très faible cohésion. Les courants pourront aisément reprendre ces sédiments par une simple dilution, et la mer les repoussera vers les hautes slikkes où l'émersion plus prolongée permettra l'acquisition d'une microstructure plus dense, plus évoluée, une colonisation par les algues (diatomées), renforçant ainsi sa résistance à l'érosion.

La crème de vase évoluera au cours de l'émersion; elle perdra beaucoup de son eau (50 % de la teneur initiale), en provoquant un effondrement des structures floconneuses très lâches et elle aboutira à un type microstructural illustré par les photos suivantes.

2.2. VASE INSTABLE A STABILISÉE

Vase prélevée sur la basse slikke, après 4 heures d'émersion, sur le sommet d'une mégaride; la teneur en eau est d'environ 230 à 250 %.

Photo (13) (grossissement X 60 - carré de 1,5 mm de côté).

La structure est compacte ; les éléments sont hétérogènes : grains silteux (50 à 80 μ de diamètre) parsemés sur une surface d'éléments très fins. Au centre de la photo se présente une dépression ; elle correspond à de fins canalicules superficiels, de dimension 0,15 à 0,20 mm de largeur, profonds de 0,05 à 0,010 mm, dont le "microthalweg" est tapissé de petites perforations où l'eau peut s'échapper lors du tassement et s'écouler vers les points bas.

Photo (15) (grossissement X 200 - carré de 0,45 mm de côté).

Cette photo montre la différence de structure entre la vase compacte de la mégaride et la vase alvéolaire constituant le microthalweg. Les cloisons intervalvéoles sont épaisses, parfois plus larges que les perforations elles-mêmes ; les pores font 10 microns de diamètre moyen, mais sont parfois allongés ou anastomosés.

Photo (17) (grossissement X 2000 - carré de 0,045 mm de côté).

Les parois des pores sont composées d'éléments de dimensions diverses (de 0,1 μ à 5 μ), très serrés les uns contre les autres (face contre face en général).

Les photos (19) et (20), (grossissement X 60, représentant un carré de 1,5 mm de côté), montrent le confluent de microthalwegs ; une photo prise par retrodiffusion (électrons primaires retrodiffusés par la couche d'or disposée sur l'échantillon) permet de mieux saisir le relief : dans les thalwegs, nombreuses perforations de 10 à 15 μ (puits de drainage), tandis que la pellicule superficielle avoisinante est de structure très dense (les gros éléments ne sont pas des particules silteuses mais des organismes animaux ou végétaux (sores d'algues, pontes ...).

En coupe perpendiculaire à la surface

Malgré les réserves énoncées, au début de ce chapitre, sur une perturbation possible par des cristaux de glace des couches profondes lors de la congélation, nous décrirons brièvement les microstructures des premiers microns superficiels.

C'est une crème de vase déposée sur la basse slikke ayant subi 4 heures d'émersion, au sommet d'une mégaride, donc une vase en voie de stabilisation (W % = 250 %).

Photo (14) (grossissement X 200 - représentant une épaisseur de sédiment de 0,25 mm).

Structure alvéolaire, sous la surface, non orientée, qui semble correspondre à la réalité, alors qu'au bas de la photo commence à apparaître une "linéation" pseudo-verticale dans le sens de propagation des aiguilles de glace, lors de la congélation. Sur la droite de la photo, une structure plus lâche peut être assimilée à un ensemble de "puits de drainage", aboutissant dans les canalicules décrits précédemment.

Photo (16) (grossissement X 600 - épaisseur de 0,15 mm).

Belle structure alvéolaire, en "nid d'abeille"; les alvéoles font 8 à 10 μ de diamètre, séparés par des cloisons épaisses de 5 à 8 μ . La surface est plus dense sur 10 à 15 microns, représentant l'écroulement de la structure très lâche, floconneuse de la crème de vase. En profondeur, il faut signaler la présence de gros éléments : débris de coquilles ou d'algues (30 μ), disposés plus ou moins parallèlement à la surface, sans perturber la structure alvéolaire de la vase.

Photo (18) (grossissement X 2000 - épaisseur de 35 microns).

Vue de la pellicule superficielle dense, d'épaisseur 10 à 15 microns; elle est constituée principalement d'éléments très fins (1 μ) et de quelques éléments plus grossiers (5 μ); il existe des pores plus petits dans cette couche superficielle (diamètre 3 microns); au-dessous, les grands alvéoles sont délimités par des cloisons constituées d'éléments fins, disposés principalement face-face.

En résumé, la pellicule superficielle, que nous avons toujours considérée comme égale à 1 mm d'épaisseur lors de nos prélèvements, correspond à 15 microns seulement, épaisseur qui est le siège de toutes les transformations rapides au cours des émergences : expulsion d'eau par écoulement, tassement, évaporation, ascension capillaire. La structure très lâche sous cette pellicule superficielle, apparaît être un facteur très important, pour la possibilité d'une ascension capillaire rapide, qui compense rapidement la perte en eau par évaporation, sans changer la structure. Celle-ci peut varier par perte d'eau par écoulement, ou par écrasement des flocons, sans qu'il y ait dessiccation.

Jusqu'où peut intervenir cette ascension capillaire : 1 mm, 1 centimètre, ou plus ? Des observations dans des zones plus profondes (1 centimètre) indiquent une structure alvéolaire orientée par suite des aiguilles de glace : canaux dirigés vers le haut, analogues aux photos (1) et (2) des culots de tassement. Des piliers soutiennent ces longs canaux. Cependant, si la microstructure observée ne correspond pas à la réalité, elle montre l'existence de grands alvéoles, occupés par de l'eau interstitielle, qui peut se déplacer aisément sous une certaine tension capillaire, ou qui peut se frayer un passage (puits de drainage) en modifiant la structure.

La microstructure de ces pellicules superficielles montre bien la possibilité d'un mouvement capillaire aisé. Seule reste une inconnue, jusqu'où l'effet de l'évaporation agit-il ?

2.3. DÉVELOPPEMENT ALGAIRE - FIXATION DE LA PELLICULE SUPERFICIELLE

Sur la slikke, lors des émergences diurnes bien ensoleillées, apparaissent des couleurs variées : vert foncé, brun, ocre. Elles sont dues à la présence de diatomées benthiques qui tapissent la pellicule superficielle des slikkes, non seulement sur les vases stabilisées, mais aussi sur la crème de vase, elle-même fraîchement déposée. Donc, les diatomées colonisent très rapidement tous les types de sédiments des slikkes.

La coloration apparaît rapidement, environ une demi-heure à une heure après le début de l'émergence. Elle subsiste tout le temps du retrait de la mer, mais une demi-heure avant le retour de l'onde de flot, la coloration disparaît totalement. Ces observations personnelles sont tout à fait analogues à celles de CALLAME et DEBYSER (1954), qui ont mis en évidence un mouvement de

diatomées à la surface des sédiments marins de la zone intercotidale, mouvements conditionnés puisque ces algues, transportées hors de leur milieu naturel, continuent, au moins une fois, à les effectuer. C'est donc dans la constitution même de ces algues qu'est imprimé ce comportement particulier. Comment s'effectuent ces mouvements ? Nous allons essayer de répondre à l'aide des quelques photos suivantes.

1ère série (Photos 21 - 22 - 23 - 24).

Vase prélevée sur la haute slikke, ayant une couleur verte au moment du prélèvement. La vase était émergée depuis 5 heures, et sa teneur en eau était de l'ordre de 160 à 180 %.

Photo (21) (X 100 - carré de 0,9 mm de côté).

Très nombreuses diatomées pennées, recouvrant pratiquement toute la pellicule superficielle sédimentaire : seules apparaissent, au centre de la photo, quelques particules minérales. Les grandes diatomées atteignent 50 microns de longueur.

Photo (22) (X 1000 - carré de 0,09 mm de côté).

Cette photo est choisie pour montrer le contact entre diatomées et fraction minérale : les diatomées se fixent sur les grosses particules (dans cet exemple) par des "filaments mucilagineux" de largeur voisine de 0,5 micron, comme le montre la photo (23) X 4500 (carré de 0,02 mm de côté).

Photo (24) (X 3000 - carré de 0,03 mm de côté).

Elle présente une particule minérale de 35 μ , sur laquelle s'attachent des diatomées, en bas et à droite, et sur laquelle on peut distinguer des restes de filaments mucilagineux blanchâtres, au centre de la photo, enveloppant plus ou moins cette particule d'une couche organique.

2ème série

Vase de haute slikke présentant une surface scoriacée, non colorée. Les monticules très compacts de vase délimitent des zones moins denses (donnant l'aspect scoriacé) occupées par des diatomées. La pellicule superficielle possède les mêmes caractéristiques que la précédente : 170 % d'eau, après 5 heures d'émersion.

Photo (25) (X 600 - carré de 0,15 mm de côté).

Entre les nodules plus compacts de vase, s'étend un véritable réseau de "filaments mucilagineux" plus ou moins anastomosés, emprisonnant des particules silteuses (40 μ et plus de diamètre), sur lesquelles sont fixées des diatomées. Celles-ci présentent alors différents modes d'attache.

Photo (26) (X 10 000 - carré de 9 microns de côté).

Une petite diatomée de 20 microns, fixée par des filaments aplatis très courts, sortant au niveau d'affrontement des frustules, se collant littéralement sur le grain silteux (sorte de ventouse). Le grain lui-même est bien enveloppé par des restes de filaments organiques.

Photo (27) (X 6 000 - carré de 15 μ de côté).

Détail d'une diatomée de 30 μ , fixée par des "filaments mucilagineux" cylindriques, partant de points quelconques des frustules ; présence de beaux cristaux (halite ?) dûs à la lyophilisation.

Photo (28) (X 15 000 - carré de 6 μ de côté).

Elle montre les insertions de ces "filaments mucilagineux" sur la diatomée et sur la fraction minérale. Les filaments semblent bien cylindriques (0,3 micron de diamètre moyen) continuant le mucilage externe entourant la diatomée.

Photo (29) (X 6 000 - carré de 15 μ de côté)

La diatomée est située à gauche du grain silteux de la photo (25). Il est difficile de parler de "filaments mucilagineux"; ils'agirait plutôt de la continuation de l'enveloppe mucilagineuse externe de l'algue qui vient adhérer au grain silteux.

Photo (30) (X 5 000 - carré de 18 μ de côté).

Cette photo présente trois diatomées réunies entre elles par des "filaments mucilagineux", et se fixant sur une particule minérale dont on distingue une fraction tout en bas de la photo. Ces filaments cylindriques ont un diamètre de 0,2 μ , et l'un au moins sort directement de l'intérieur même du frustule de l'algue, d'un endroit quelconque.

Donc, quel que soit l'élément de fixation (filament, voile , ou continuation du mucilage externe)des algues, les diatomées ont la propriété de fixer les sédiments. Mais ce phénomène peut être encore beaucoup plus accentué, dans la partie haute de la slikke.

3ème série

Pellicule superficielle prélevée à la limite schorre-slikke - Teneur en eau 150 % - 6 heures d'émersion.

Photo (31) X 180 - carré de 0,5 mm de côté

La photo représente, en vue inclinée, la surface de la "vase" dans la partie supérieure, et les deux premiers dixièmes de millimètre superficiels, en coupe. La surface est entièrement recouverte d'un "film mucilagineux" qui épouse les formes des diatomées sous-jacentes. Il n'est pas possible d'y distinguer une particule minérale.

En coupe, on peut dénombrer 2 à 3 couches superposées d'algues unicellulaires, reliées entre elles et aux particules minérales par des "filaments mucilagineux" (Photo (32) X 600 (carré de 0,15 mm de côté).

Ainsi, par ce voile d'origine algale, la pellicule superficielle des hautes slikkes et du schorre sont protégées de toute érosion. Des essais d'arrachement de cette pellicule par un jet d'eau montrent que des courants supérieurs à 3 nœuds sont totalement inefficaces. En inclinant ce jet d'eau à 30°, puis 45° et 90° par rapport à la surface, à vitesse maximum, il est toujours impossible de remettre en suspension la moindre particule. Peut-être une longue inhibition pourrait-elle faciliter l'érosion, mais ces hautes slikkes et le schorre sont rarement recouverts par la marée, ou pendant des temps très courts.

Les diatomées ont donc pour principal effet de fixer les sédiments fins, en renforçant les forces de cohésion intergranulaires dans la pellicule superficielle soumise à l'érosion. Elles sont un facteur fondamental pour l'accroissement des hautes slikkes.

Les mouvements des diatomées décrits par CALLAME et DEBYSER (1954) peuvent s'expliquer par la série de photos suivante.

4ème série

Les photos sont réalisées sur une pellicule superficielle de haute slikke ayant une teneur en eau de 180 %, et émergée depuis 6 heures.

Photo (33) (X 200 - carré de 0,45 mm de côté).

La coupe, perpendiculaire à la surface, représente 0,4 mm d'épaisseur de vase. La structure est alvéolaire lâche, mais bien constituée. Notons la présence de diatomées en surface et dans les 0,1 et 0,2 premiers millimètres.

Photo (34) (X 1 200 - carré de 0,075 mm de côté).

Elle montre une grosse diatomée, de 60 microns de longueur, accompagnée de plus petites (20μ) fixées à la première par des "filaments mucilagineux" ; cette grosse diatomée se présente verticalement, aux $\frac{3}{4}$ enfouie dans la pellicule superficielle. A droite de cette diatomée, un "manchon" ou "cocon" semble avoir été abandonné par une diatomée de taille identique à celle de gauche.

Un grossissement plus élevé (X 6 000) (Photo (35) - carré de 15μ) montre un arrangement orienté des particules minérales : face-face, s'inscrivant dans un ensemble pseudo-cylindrique pour épouser la forme d'une diatomée. Les "filaments mucilagineux" sont fixés sur les éléments minéraux.

La Photo (36) (X 400, carré de 0,225 mm de côté), prise à 1 ou 2 millimètres à côté de la Photo (33), montre plusieurs diatomées, les unes à demi enfouies dans le sédiment, les autres totalement enfouies sous 20μ , 100μ de vase (diatomées vivantes à l'instant du prélèvement, car entièrement recouvertes de leur mucilage).

Ces photos montrent donc un mécanisme possible du mouvement des diatomées qui peuvent se déplacer sous quelques microns de vase par rétraction de "filaments mucilagineux" fixés sur les constituants minéraux de la vase, semblables aux muscles rétracteurs des siphons des mollusques vivant enfouis dans les vases. Ces diatomées viennent à la surface de la vase pour réaliser la photosynthèse, et s'enfouissent sous une couche protectrice de sédiment pour ne pas être emportées par l'onde de flot, lors du retour de la mer, bien que ces mucilages confèrent une forte cohésion à l'ensemble algues-sédiment.

Pourtant, sur les basses slikkes, et sur la crème de vase rapidement colonisée par ces algues, il arrive d'observer des "films" verdâtres, soulevés par l'onde de flot. Ces films restent en surface et accompagnent l'écume de la première vague arrivant sur les vasières. Il y a donc possibilité d'érosion, malgré ces algues, dans les bas niveaux des slikkes, car la durée de l'émersion n'est pas suffisante pour que la pellicule superficielle acquière une résistance à l'érosion suffisante pour sa fixation définitive.

REMARQUE : Comportement de ces diatomées au cours de l'enfouissement.

Ces diatomées sont enfouies sous des apports constants de sédiment : 10 microns à chaque marée, en moyenne. Bien qu'elles puissent migrer vers la surface d'une marée à l'autre, il arrive parfois, sur les hautes slikkes, que le taux de sédimentation soit plus élevé : 1 à 2 mm de vase en une marée. Les algues sont alors enfouies sans qu'elles aient la possibilité de remonter à la surface.

Nous avons pu observer ces diatomées sous 5 mm de sédiment, dans un "mud-crack" à demi desséché (30 % d'eau). Au niveau d'une pellicule algale, après lyophilisation, l'échantillon s'est brisé : la photo (37) (X 600, carré de 0,15 mm de côté) livre la présence de ces algues, en plus ou moins bon état, avec quelques restes de "filaments mucilagineux". Les diatomées subsistent donc après enfouissement, et leur enveloppe mucilagineuse est dégradée très lentement.

Les photos (38) (X 60), (39) (X 2 000) et (40) (X 2 000) montrent une diatomée recouverte de petites particules ovoïdes, et un large "chapelet" de ces mêmes particules. Nous avons signalé, photo (27), des cristaux de halite, cubiques, bien caractéristiques, au niveau des diatomées et de leurs "filaments mucilagineux". Ici les particules sont ovoïdes, plus ou moins fusionnées entre elles, de diamètre moyen 1μ . Ces particules sont-elles des cristaux de sel légèrement dissous ? ou bien des minéraux argileux fixés sur les mucilages des diatomées ? ou encore des cristaux de sulfure de fer, par suite de la réduction des sulfates en sulfures par les bactéries consommant de la matière organique, c'est-à-dire le mucilage des diatomées. Cette hypothèse serait confirmée par les mesures de pH acide (DEBYSER, 1961), de potentiel redox (milieu réducteur de CALLAME, 1967) dans la partie tout à fait supérieure des vasières (1 cm à 2 cm). Mais ici, la diatomée et

ces "cristaux de sulfure de fer" se situent à 0,5 mm de la surface où, semble-t-il, le milieu est toujours oxydant. Il est difficile de répondre affirmativement à l'une ou l'autre hypothèse, mais nous espérons, dans des travaux ultérieurs, pouvoir résoudre ce problème.

2.4. NIVEAUX SALIFERES DANS LES HAUTES SLIKKES

Sur les hautes slikkes, il est possible de détacher des blocs de vase dont la teneur en eau est voisine de 70 %. En coupe, lorsque l'on casse ces blocs, on observe une alternance de lits de 0,1 à 0,5 mm d'épaisseur, de diverses couleurs (blanc, gris, brun, ocre), analogues à des varves lacustres. C'est au niveau d'un de ces lits blancs que nous avons pris une série de photos, à 5 mm de la surface :

Photo (41) (X 60 - carré de 1,5 mm de côté).

Structure assez dense, mais interstices réguliers.

Photo (42) (X 200 - carré de 0,45 mm de côté), au centre de (41).

Structure en îlots compacts, délimitant de nombreux alvéoles.

Photo (43) (X 600 - carré de 0,15 mm de côté), au centre de (42).

Très nombreux petits cristaux serrés les uns contre les autres, constituant les plages denses.

Photo (44) (X 2000 - carré de 0,045 mm de côté), au centre de (43).

Cristaux plus ou moins cubiques, serrés et imbriqués parfois les uns dans les autres.

Photo (45) (X 6000 - carré de 0,015 mm de côté), au centre de (44).

Cristaux cubiques imbriqués les uns dans les autres. Il apparaît en haut et à droite des particules minérales.

Photo (46) (X 10000 - carré de 0,009 mm de côté), au centre de (45).

Les cristaux ont des dimensions de 1,5 à 2,5 μ . Les arêtes sont arrondies. Ces cristaux, de halite probablement, ont subi une certaine dissolution.

Ainsi, il existerait des lits principalement constitués de sel cristallisé, à quelques millimètres sous la surface des hautes slikkes. Ce sel semble être un élément constitutif du sédiment, et non pas provenir d'un dépôt de sels dissous à partir de l'eau interstitielle, lors de son départ par lyophilisation, comme dans la photo (27). L'eau interstitielle des pellicules superficielles des hautes slikkes abandonnerait, par évaporation, tous ses sels dissous, lors des longues émergences des périodes de déchet et de revif. Ces cristaux seraient plus ou moins redissous lors des brefs recouvrements des marées de vives-eaux, mais finalement constitueraient une fraction des sédiments.

L'association sel et matière organique abondante fait penser à une roche-mère, possible, pour les hydrocarbures : gaz ou pétrole. De très nombreux auteurs ont déjà souligné cette association ; mais selon DEBYSER (1961), la transformation de la matière organique en hydrocarbures ne se produit pas dans les sédiments récents. Faut-il voir dans les vasières littorales, riches en matière organique, en bactéries, en sels, milieu réducteur par excellence, une des origines des gisements pétrolifères fossiles ? Tout semble être favorable, dans les vasières tempérées, de même que dans les mangroves tropicales. Les roches-mères des gisements d'hydrocarbures sont sans doute d'origine multiple, et les vasières littorales peuvent y contribuer.

2.5. SÉDIMENTS PLUS PROFONDS EXTRAITS PAR CAROTTAGES

Les vases profondes ont déjà été étudiées au microscope électronique à balayage par BARBAROUX et col. (1971). Nous n'avons pas refait d'observations systématiques, car nous avons retrouvé les mêmes types structuraux, dans les sédiments carottés des slikkes. A titre d'exemple, nous présentons deux photos d'une vase, située à 45 - 50 cm de la surface, carotte Mp. 72-16, prélevée sur la basse slikke du Collet, en Baie de Bourgneuf. La teneur en eau de ces échantillons fait 70 %.

Photo (47) (X 100 - carré de 0,9 mm de côté).

Vue parallèle à la stratification : échantillon cassé, puis congelé et lyophilisé, de façon à ne pas perturber la microstructure.

La vase présente une structure caractéristique : îlots de vase très dense, ou éléments silteux à partir desquels s'organise une microstructure alvéolaire, en nid d'abeille : les particules sont disposées bord-face, ou bord-bord, type structural le plus stable et le plus évolué (VAN OLPHEN, 1963). Photo (48) (X 900, carré de 0,3 mm de côté). Nous retrouvons tout à fait la structure des vases sableuses de l'estuaire de la Loire, décrites par BARBAROUX et col. (1971).

2.6. CONCLUSIONS

L'examen de la pellicule superficielle des vasières littorales montre que

- la crème de vase est d'un type floconneux, à structure extrêmement lâche, s'écrasant rapidement par évacuation des eaux interstitielles par écoulement, sur une épaisseur de 10 à 15 μ ;
- les vases stabilisées possèdent une structure plus dense, sans interstices importants, mais les puits de drainage aboutissent tous dans des microchenaux, ou canalicules, qui permettent l'écoulement superficiel des eaux expulsées ;
- les diatomées colonisent les hautes slikkes, et protègent les vases de l'érosion par un enchevêtrement de filaments muqueux, piégeant les particules minérales ; ces filaments donnent une certaine mobilité périodique à ces algues, qui suivent ainsi les oscillations de la marée ;
- enfin, l'évaporation intense sur les hautes slikkes peut incorporer au sédiment des cristaux de sel, qui s'intègrent à la séquence sédimentaire.

Les quelques exemples donnés ici, extraits de 600 clichés, sont très incomplets pour décrire toutes les microstructures qui peuvent intervenir dans les sédiments fins. Nous espérons pouvoir continuer ces recherches ultérieurement.

■■■■■■■■

CHAPITRE X

VARIATIONS DE LA TEMPÉRATURE DE LA PELLICULE SUPERFICIELLE AU COURS DES ÉMERSIONS

Au cours de l'étude hydrologique, nous avons décrit les variations thermiques des diverses masses d'eau oscillant sur les vasières, ainsi que celles des flaques d'eau abandonnées sur la slikke au cours des émerisions (chapitre II, p. 41 à 49).

La pellicule superficielle suit, globalement, les mêmes variations que les flaques d'eau, bien que, parfois, la vase se réchauffe davantage lors des émerisions diurnes, se refroidisse davantage la nuit que les flaques d'eau. Aussi, nous ne reprendrons pas les descriptions précédentes, et nous donnerons seulement :

- les courbes de variations de la température de la pellicule superficielle, de jour et de nuit par rapport à la température atmosphérique (fig. 51),
- et un tableau des écarts thermiques observés sur les différentes vasières, au cours de l'été et de l'hiver (tableau 29).

Le tableau (p. 157) présente, pour chaque région, les températures de la pellicule superficielle et de l'air au début de l'émerision et les températures maxima atteintes, et non celles de la fin d'émerision. En effet, de jour, les températures peuvent décroître après avoir atteint un maximum. Ceci se produit lorsque le milieu de l'émerision est très éloigné de l'heure où le soleil culmine. Les périodes d'"été" et "d'hiver" sont considérées comme suit :

été : d'avril et septembre compris,
hiver : d'octobre à mars compris.

1 - DE JOUR

— En été

- la température de la pellicule superficielle est plus élevée que celle de l'air (+ 1°5, en moyenne, en début d'émerision);
- température maximum atteinte par la vase : + 4°6 (plus élevée que celle de l'air, en moyenne);
- l'augmentation atteint + 6°3 pour la pellicule superficielle, alors que celle de l'air n'est que de + 3°1.

— En hiver

- au début de l'émerision, la vase est plus chaude que l'air (+1°);
- la température maximum atteinte par la vase est supérieure de 2°1 à celle de l'air ;
- l'augmentation de la pellicule superficielle est de +4°2, celle de l'air +3°2, donc l'écart est réduit, en hiver.

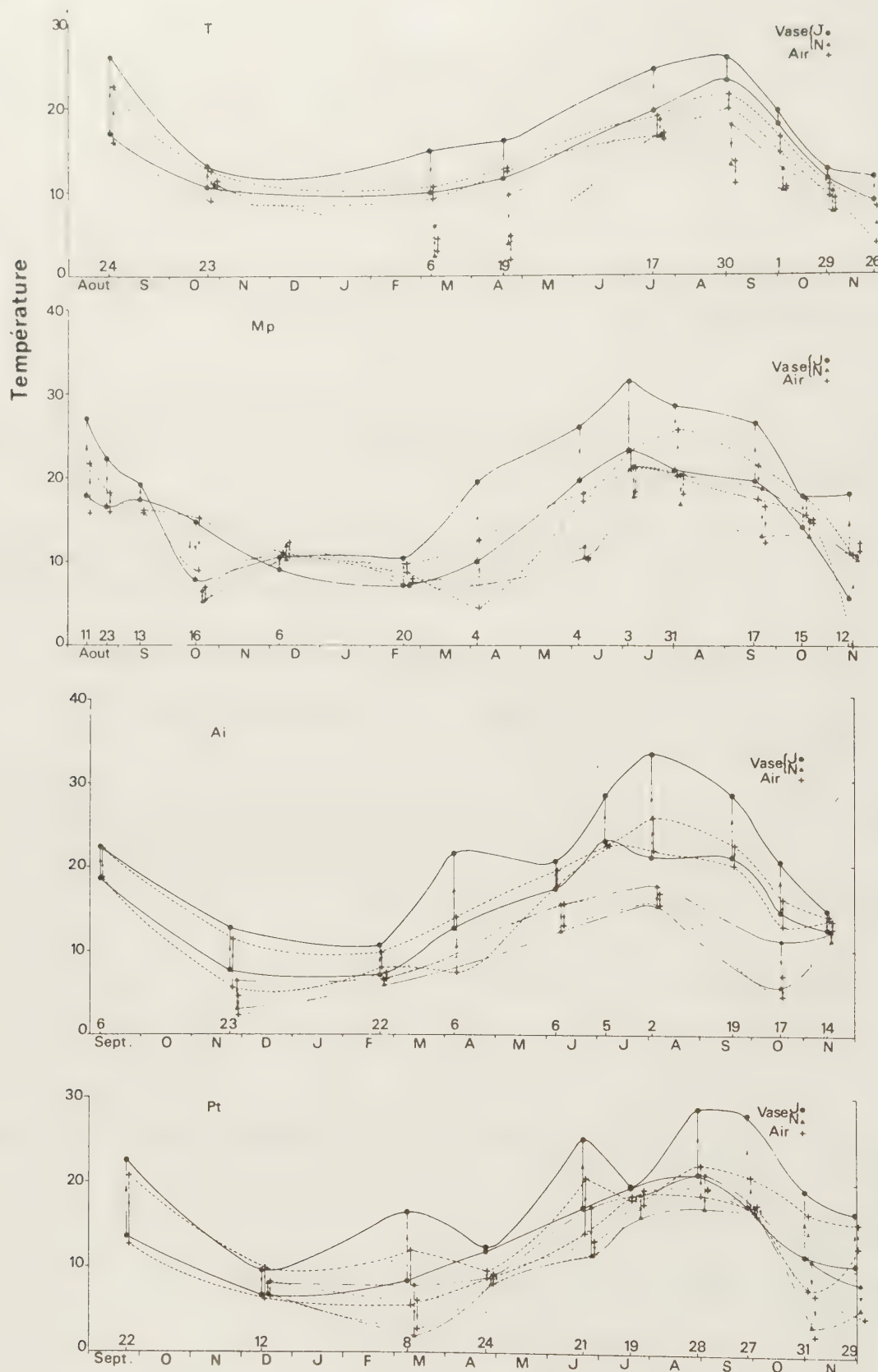


Fig. 51.— Variation de la température de la pellicule superficielle et de l'air au cours des saisons.

Tableau des températures initiales et maximales, des écarts thermiques de la pellicule superficielle, de nuit, de jour, en été et en hiver.

Tableau			T		Mp		Ai		Pt		Moyenne	
			Vase	Air	Vase	Air	Vase	Air	Vase	Air	Vase	Air
θ Départ	Jour	Eté	17°7	16°2	18°1	16°0	18°9	18°0	16°6	14°9	17°8	16°3
		Hiver	11°6	9°1	10°1	10°1	10°4	10°0	9°3	8°0	10°3	9°3
	Nuit	Eté	15°1	11°6	17°9	17°1	16°5	16°1	16°7	15°2	16°5	15°0
		Hiver	9°7	8°8	10°2	10°7	9°0	8°1	8°8	6°5	9°4	8°5
θ Maximum	Jour	Eté	23°0	18°7	25°0	19°6	25°7	20°9	22°6	18°5	24°1	19°4
		Hiver	14°2	11°5	14°2	12°2	14°6	12°8	15°4	13°4	14°6	12°5
	Nuit	Eté	10°9	9°6	14°3	14°7	13°6	14°1	13°8	15°0	13°1	13°3
		Hiver	7°5	7°8	9°1	10°0	6°3	6°5	4°4	4°0	6°8	7°1
$\Delta \theta$	Jour	Eté	+ 5°3	+ 2°5	+ 6°9	+ 3°6	+ 6°8	+ 2°9	+ 6°0	+ 3°6	+ 6°3	+ 3°1
		Hiver	+ 2°6	+ 2°4	+ 4°1	+ 2°1	+ 4°2	+ 2°8	+ 6°1	+ 5°4	+ 4°2	+ 3°2
	Nuit	Eté	- 4°2	- 2°0	- 3°6	- 2°4	- 2°9	- 2°0	- 2°9	- 0°2	- 3°4	- 1°5
		Hiver	- 2°2	- 1°0	- 1°1	- 0°7	- 2°7	- 1°6	- 4°4	- 2°5	- 2°6	- 1°4

2 - DE NUIT

- En été

- en début d'émersion, la vase est plus chaude que l'air ($+1^{\circ}5$, en moyenne);
- en fin d'émersion, la vase est plus froide que l'atmosphère ($-0^{\circ}2$ en moyenne, variation pouvant atteindre $-1^{\circ}2$ à Piédemont);
- la diminution de la température est plus forte pour la pellicule superficielle que pour l'atmosphère ($-3^{\circ}4$ contre $-1^{\circ}5$).

- En hiver

- au début de l'émersion, la pellicule superficielle est plus chaude que l'air ($+0^{\circ}9$);
- en fin d'émersion, la pellicule superficielle est plus froide que l'air ($-0^{\circ}3$);
- la diminution de la température est, là aussi, plus importante pour la vase que l'atmosphère, mais l'écart moyen est plus faible ($-1^{\circ}2$).

En résumé, la pellicule superficielle subit deux types de variations thermiques :

- augmentation, le jour,
- diminution, la nuit.

Ces variations ont une amplitude double de celles de l'atmosphère, en été, mais ne sont supérieures que d'un degré seulement. Ceci est bien mis en évidence sur les courbes des variations thermiques des diverses stations.

Ces observations conduisent à émettre en outre les remarques suivantes.

1. Nous avons signalé l'importance de l'heure d'émersion par rapport à l'heure du soleil à son point culminant. Si la vasière découvre tardivement, après 12 heures, par exemple, la température augmente peu, au cours des premières heures d'émersion, puis au contraire se met à décroître. Ceci est caractéristique de la station Mp 16.10.72, où l'émersion maximum est intervenue 5 h 30' après le passage du soleil à son point culminant : la température de la vase s'est abaissée de $14^{\circ}6$ à $7^{\circ}8$, tandis que celle de l'air est passée de $15^{\circ}2$ à 9° .

Cette remarque rejoint les conclusions précédentes et celles du chapitre des marées. Il est donc nécessaire de travailler sur les émergences encadrant l'heure du soleil culminant, afin d'observer les plus fortes variations de la température et de la composition chimique de l'eau interstitielle de la pellicule superficielle.

2. Lors des ensoleillements intensifs d'été, entre 10 heures du matin et 15 heures l'après-midi, il est intéressant de comparer l'augmentation de température de la pellicule superficielle des slikkes à celle d'une plage de sable.

Lors de la station Ai 2.8.73, l'augmentation de température de la pellicule superficielle est modérée : $+12^{\circ}3$, soit de 21° à $33^{\circ}3$, alors que celle de l'air fut de $+3^{\circ}9$ ($21^{\circ}8$ à $25^{\circ}7$). Dans les mêmes conditions, la température d'un sable sec, sur une plage, aurait augmenté d'une trentaine de degrés, atteignant 50° , ce qui est à peine supportable pour des pieds nus. L'évaporation intense produite par l'ensoleillement au sein de la pellicule superficielle empêche donc une élévation importante de la température. La plus grande partie de l'énergie calorifique reçue par la vase sert donc à évaporer de grandes quantités d'eau, comme nous l'avons vu au chapitre VI, et non à augmenter sa propre température.

3. Quelle que soit la saison, un fort ensoleillement provoque une élévation de température : la station Pt 8.03.73 indique une augmentation de 8° (de $8^{\circ}4$ à $16^{\circ}4$) sur la pellicule superficielle, alors que la température de l'air a augmenté de $5^{\circ}5$ à $11^{\circ}9$. Puis, lors du déclin de l'insolation, bien que la température de l'air augmente encore de $11^{\circ}9$ à $12^{\circ}5$, celle de la vase baisse de $16^{\circ}4$ à $12^{\circ}5$, ceci au cours des deux dernières heures d'émersion de l'après-midi.

Ces remarques montrent bien le rôle primordial de l'ensoleillement sur les variations thermiques de la pellicule superficielle. L'élévation de température de la vase se fait par absorption directe des rayons infra-rouges du rayonnement solaire, beaucoup moins par échange thermique entre la vase et l'air ambiant.

Ainsi, nous ne trouverons les augmentations maximales que lors des émerisions diurnes, à ensoleillement intense, autour des heures encadrant le passage du soleil au point culminant. En dehors de ces périodes, la température de la pellicule superficielle aura tendance à baisser, sous les actions de l'évaporation, de jour et de nuit, en été comme en hiver.

Il nous faut aussi rappeler l'action de la température de la pellicule superficielle sur les ondes de flot diurne et nocturne créant un réchauffement de l'onde de flot le jour, ce qui la rend moins dense, et un refroidissement la nuit, la rendant plus dense. Ainsi, l'émersion agit directement sur les agents d'érosion des vasières, favorisant la remise en suspension, la nuit, de vases moins évoluées que celles ayant subi une émerision diurne (cf. chapitre IV, p.63 à 80).

En conclusion, la pellicule superficielle ne voit sa température augmenter que sous l'action des radiations solaires, en été ou en hiver, lorsque le soleil est au voisinage de son point culminant. Cette augmentation est faible, car contrecarrée par un abaissement de la température lié à l'évaporation qui se manifeste toujours, de nuit comme de jour, en été comme en hiver, comme le montrent les variations chimiques de l'eau interstitielle.

■■■■■■■■

TROISIEME PARTIE

CHIMIE DES EAUX INTERSTITIELLES

CHAPITRE XI

VARIATIONS CHIMIQUES DES QUELQUES ÉLÉMENTS MAJEURS DES EAUX RECOUVRANT LES VASIERES

Dans le chapitre III, nous avons discuté des variations de la salinité dans différentes masses d'eau recouvrant les vasières littorales à marée haute. Le "sel" des eaux marines contient pratiquement tous les éléments de la classification périodique, mais 10 d'entre eux seulement constituent 99,9 % du résidu solide après évaporation, alors que tous les autres ensemble ne représentent que 0,1 %.

Ces constituants majeurs sont les suivants :

Tableau 30
Constituants majeurs dissous dans l'eau de mer et leur rapport aux Cl^-

	g/Kg	$\frac{\text{Élément g/Kg}}{\text{Cl}^- \text{ g/Kg}}$
Cl^-	19,353	0,99894
SO_4^{--}	2,712	0,14000
HCO_3^-	0,142	0,00735
Br^-	0,067	0,00348
F^-	0,001	0,00006
H_3BO_3	0,023	0,00132
Na^+	10,760	0,55556
Mg^{++}	1,294	0,06680
Ca^{++}	0,413	0,02125
K^+	0,387	0,02060
Sr^{++}	0,008	0,00041

$$\Sigma = 35,160 \text{ g/Kg} \quad 1,81577$$

soit 5 anions, 5 cations, et H_3BO_3 .

D'après la loi de DITTMAR (1884), les composants majeurs de l'eau de mer sont en proportions relatives pratiquement constantes. L'élément de référence est l'ion Cl^- , dosé par le nitrate d'Ag, et l'on définit la chlorinité comme la masse en gramme d'argent nécessaire pour précipiter les ions halogènes (Cl^- et Br^-) dans 0,328 5233 kg d'eau de mer (ce nombre 0,328 5233 représentant la moyenne du rapport des masses atomiques de l'Argent et du Chlore (de 1902 et de 1937): 0,328 457 1 et 0,328 670 7 - IVANOFF, 1972, p. 22). Les rapports des masses

en g/kg de solution des différents composants majeurs de la chlorinité (g/kg de solution) sont donnés dans le tableau 30 (LYMAN et FLEMING, 1940 ; CULKIN, 1965 ; RILEY et CHESTER, 1971, in MILLERO, 1974, p.19).

Le passage de la chlorinité à la salinité (masse en g/kg) des substances solides contenues dans un kilogramme d'eau de mer est obtenu à l'aide de la formule

$$S \text{ ‰} = 1,80655 \text{ Cl ‰} \quad (\text{UNESCO, 1966 in MILLERO, 1974})$$

qui ne correspond pas à la somme des rapports cités (1,81578). La somme des rapports des composants de l'eau de mer à la chlorinité est reliée à la salinité par l'expression :

$$\sum_{RC} = 1,0051 \text{ S ‰} \quad (\text{MILLERO, 1974, p. 19})$$

Dans ce mémoire, nous utiliserons la chlorosité ou poids de chlorures par litre d'eau de mer, et pour les éléments dosés, la concentration en mg/litre.

Dans les eaux côtières, par suite des apports continentaux, la loi de DITTMAR n'est plus applicable. Comme ce sont ces eaux qui impriment à la pellicule superficielle l'état initial de toutes les variations ultérieures dues à l'émersion, il est utile de décrire brièvement les influences continentales sur les teneurs en calcium, magnésium et potassium des eaux marines baignant les régions considérées : Vilaine, Bourgneuf et Aiguillon. La baie d'Oléron n'est pas intéressée par ces apports d'eau douce puisque notre lieu d'observation était assez éloigné de la Charente et que ce fleuve n'a pas une influence directe sur la salinité.

Sur des diagrammes bilogarithmiques, nous avons tracé les lignes isométriques ou "lieux géométriques de tous les points qui se coordonnent selon un même rapport cations/ Cl^- ", tels que l'ont présenté ARNAUD et RAIMBAUD (1968) pour les eaux des étangs de SALSES-LEUCATE (Pyrénées-Orientales et Aude), d'après les graphiques iso-allométriques d'HUXLEY et TESSIER (1936). Les cations sont portés en ordonnée, les chlorures en abscisse (g/l).

1 - CALCIUM

Le rapport $\text{Ca}^{++}/\text{Cl}^- = 0,0213$ n'est atteint que pour les chlorosités de 19 à 20 ‰. Dès que l'on s'écarte de cette valeur, le rapport augmente plus ou moins selon les régions.

1.1. TRÉHIGUIER (baie de la Vilaine)

C'est dans cette région que se trouvent les écarts les moins importants : de 2,4 ‰ à 19 ‰ de chlorures, le rapport $\text{Ca}^{++}/\text{Cl}^-$ varie de 0,0270 à 0,0213, soit 28 % environ par rapport à la loi de DITTMAR. Pour des chlorosités inférieures à 2,4 ‰, le rapport doit augmenter, puisque des dosages d'eau douce prélevée en amont du barrage d'Arzal donnent une moyenne de 20 mg/l de Calcium, soit un rapport 0,200 sur le graphique ci-joint. Nous n'avons pas observé les chlorosités intermédiaires entre les eaux douces et les eaux saumâtres à 2,4 ‰ de Cl^- , aussi nous est-il difficile de décrire les variations entre ces deux valeurs, et n'avons-nous pas tracé la courbe au-delà de 2,4 ‰ (fig. 52).

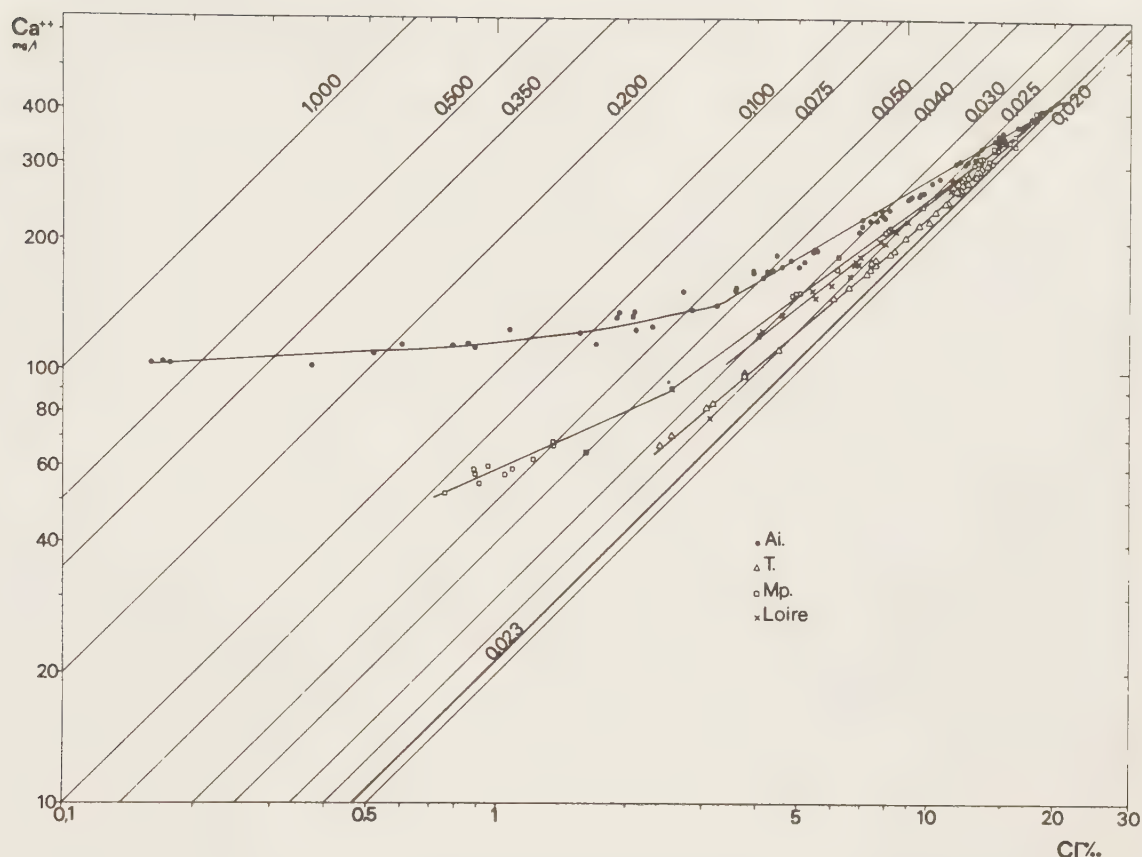


Fig. 52. — Variations du rapport $\text{Ca}^{++}/\text{Cl}^-$ sur un graphique iso allométrique (selon HUXLEY et TESSIER (1936)).

1.2. BAIE de BOURGNEUF

L'écart avec les eaux océaniques se manifeste dès que la chlorosité descend au-dessous de 10 ‰ (Rapport = 0,0250) et augmente de plus en plus pour atteindre 0,0750 à 0,7 ‰ de Cl^- , limite inférieure des chlorures dosés, soit une augmentation de 250 % par rapport à la loi de DITTMAR pour une chlorosité 20 fois inférieure à celle des eaux océaniques.

Les eaux de l'estuaire de la Loire suivent à peu près les mêmes variations jusqu'au 4 ‰ de chlorures observés. Le Laboratoire Départemental d'Hygiène de Nantes dose régulièrement les eaux de la Loire en amont de Nantes et montre que sur 4 ans (1971 à 1974 inclus) la valeur moyenne du calcium est de 40 mg/l. Cette teneur correspondrait à l'ordonnée du prolongement de la courbe des variations des eaux de la baie de Bourgneuf, pour une chlorosité de 0,1 ‰.

Nous pouvons donc estimer que les eaux douces provenant du Marais Breton et du Falleron apportent aussi 40 mg/l de calcium dans l'océan.

1.3. BAIE de L'AIGUILLON

Dès 13 ‰ de chlorures, on obtient un rapport de 0,025, puis les écarts augmentent de plus en plus ; à 4 ‰ on trouve 0,040, à 1 ‰ : 0,100, et à 0,2 ‰ : 0,500. En prolongeant la courbe vers l'abscisse 0,1 ‰ de chlorures, on obtiendrait environ 100 mg de Ca^{++} par litre, valeur très élevée, en comparaison de celles de la Vilaine et de la Loire ; mais ceci s'explique puisque la baie d'Aiguillon est en pays calcaire. De plus, les eaux des marais sont acides et peuvent dissoudre le calcaire du socle jurassique et celui des coquilles du bri de marais (*Scrobiculaires*, *Cardium* ...).

Dans la baie d'Oléron, la Charente déverse des eaux douces possédant une teneur en calcium comparable à celle des eaux de la Sèvre Niortaise, puisque les bassins hydrographiques de ces deux rivières sont tous deux situés dans les terrains secondaires, calcaires : 90 mg/l, dosé dans un prélèvement d'eau à St Savinien en période d'étiage (1).

En résumé, ces courbes Ca^{++} f (Cl^-) montrent un enrichissement en calcium plus ou moins important des eaux saumâtres littorales par un apport en solution dans les déversements fluviaux. La Vilaine apporte 20 mg/l de calcium à l'état dissous, les rivières du Marais Breton et la Loire, 40 mg/l, la Sèvre Niortaise 100 mg/l et la Charente 90 mg/l. De ce fait, le rapport constant de la loi de DITTMAR n'est plus applicable, mais devient une fonction inverse de la teneur en chlorures : il augmente lorsque la chlorosité décroît pour atteindre une valeur limite caractéristique de chaque bassin hydrographique : la teneur en calcium des eaux douces arrivant à la mer.

2 - MAGNÉSIUM ET POTASSIUM (fig. 53 et 54)

Les écarts par rapport à la loi de DITTMAR sont beaucoup plus faibles : les rapports Mg/Cl^- et K/Cl^- sont pratiquement constants jusqu'à une salinité de 2‰, bien qu'ils soient très légèrement supérieurs au rapport constant 0,0668 pour le magnésium et 0,0206 pour le potassium. Il y a donc, là aussi, un apport de ces deux éléments, Mg et K, par les fleuves et rivières. Les laboratoires départementaux d'Hygiène de Nantes et de la Rochelle donnent des valeurs très voisines pour la Loire, la Sèvre Niortaise et la Charente :

Magnésium : entre 5 et 10 mg/l
Potassium : entre 4 et 2 mg/l

Ces valeurs très faibles ne peuvent influencer que dans une très faible mesure les quantités de ces sels observées dans les eaux saumâtres, ou interstitielles.

3 - LES AUTRES ÉLÉMENTS MAJEURS DES EAUX FLUVIALES

Nous ne citerons ici que les moyennes des dosages des laboratoires d'Hygiène de Nantes et de la Rochelle sur les eaux douces de la Loire, de la Sèvre Niortaise et de la Charente, qui ont des compositions très voisines :

Chlorures : 15 à 25 mg/l
Sodium : 10 à 20 mg/l
Sulfates : 15 à 25 mg/l
Bicarbonates: 100 à 150 mg/l pour la Loire
280 mg/l pour la Sèvre Niortaise et la Charente.

Ainsi, à part les bicarbonates, les ions Cl^- , Na^+ et SO_4^{--} sont en quantité très faible et ne peuvent enrichir notablement les eaux saumâtres. Par contre, les ions CO_3H^- , pour un pH voisin de 7,8, sont en teneur équivalente à celle de l'eau de mer pour la Loire, et double pour les eaux de la Sèvre Niortaise et de la Charente (4,6 milliéquivalents/litre contre 2,3 pour l'eau de mer normale). Il n'y aura donc pas d'appauvrissement en ions bicarbonates des eaux de mer par les apports continentaux, mais bien au contraire un enrichissement dans les baies de l'Aiguillon et d'Oléron.

(1)

Je remercie Mr TOLEDE, du Laboratoire Départemental d'Hygiène de la Rochelle, pour la communication de ces résultats.

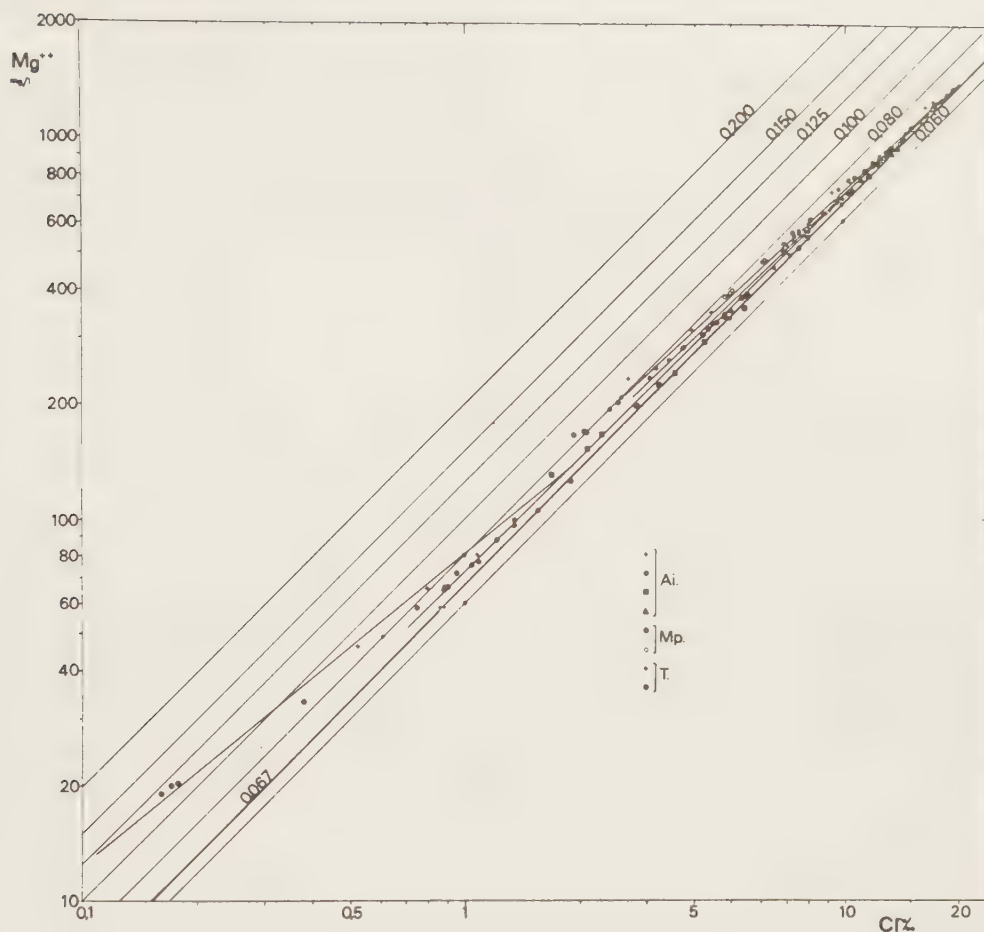


Fig. 53. — Variation du rapport Mg^{++}/Cl^{-} sur un graphique iso-allométrique (selon HUXLEY et TESSIER, 1936).

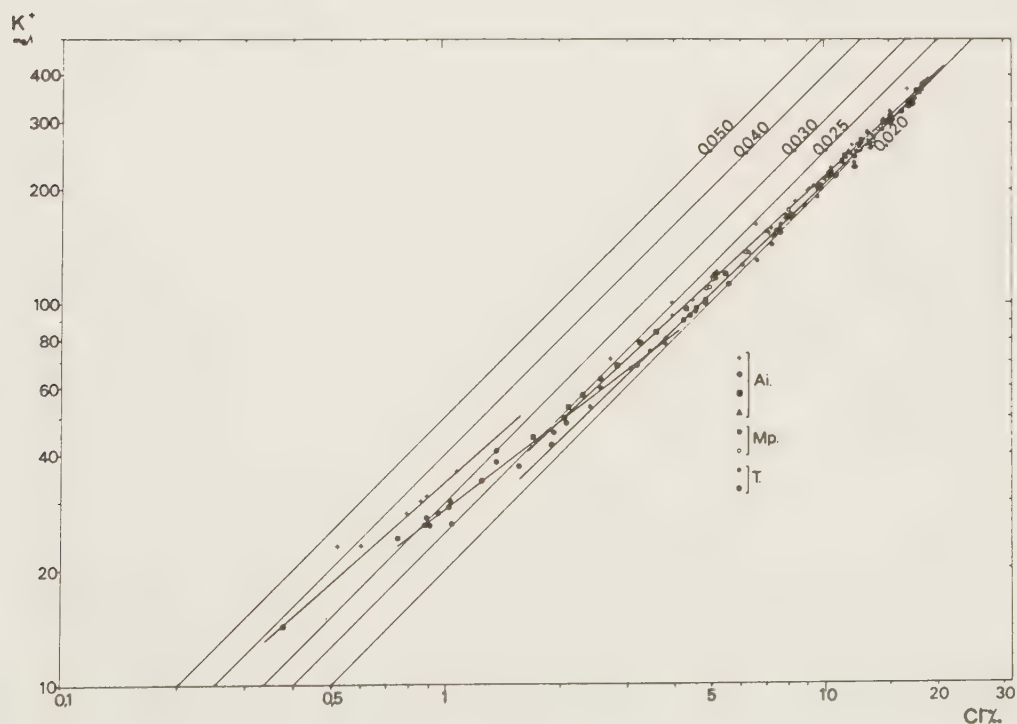


Fig. 54. — Variation du rapport K^{+}/Cl^{-} sur un graphique iso-allométrique (selon HUXLEY et TESSIER, 1936).

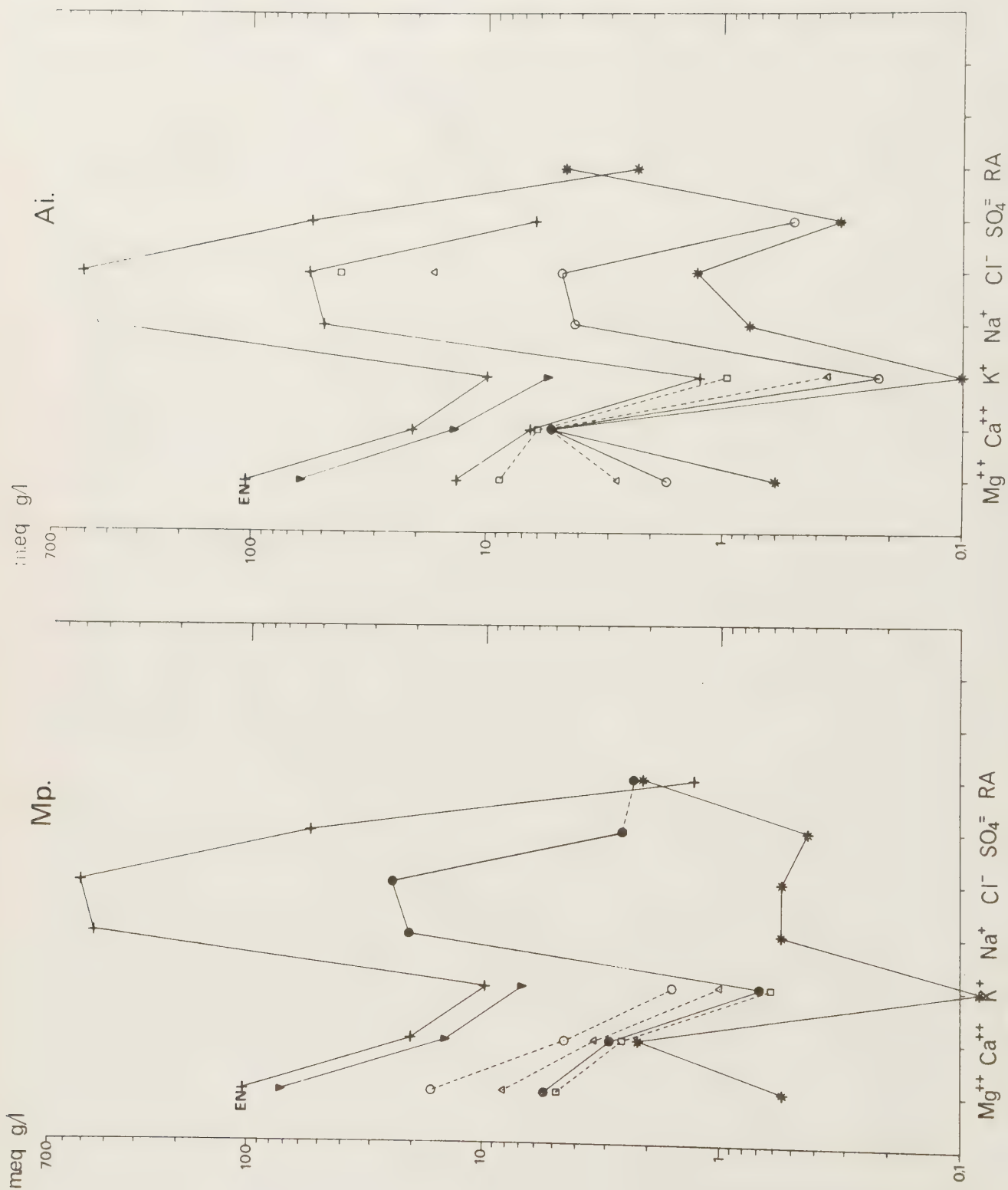


Fig. 55. — Éléments majeurs dissous dans les eaux douces, dans les eaux saumâtres et dans l'Eau Normale pour la baie de Bourgneuf et la baie de l'Aiguillon.

Si l'on représente sur un diagramme de SCHOELLER (1955) le cortège des éléments majeurs d'une eau continentale et de différentes eaux saumâtres jusqu'à l'eau de mer ou l'eau normale (fig. 55), on voit que les deux éléments Ca^{++} et CO_3H^- (ou réserve alcaline) varient peu par rapport aux autres ions majeurs.

Dans le cas de la baie de Bourgneuf, Ca^{++} varie de 1 à 10 alors que

Mg^{++} varie de 1 à 200,
 K^+ " de 1 à 125,
 Na^+ " de 1 à 800,
 Cl^+ " de 1 à 950,
 SO_4^- " de 1 à 130.

Dans le cas de la baie d'Aiguillon, Ca^{++} varie de 1 à 5

et les autres ions d'un même ordre de grandeur que ceux de la baie de Bourgneuf, les ions CO_3H^- restant, comme nous l'avons vu, égaux ou supérieurs à l'eau de mer.

Ainsi, les masses d'eau oscillant sur les 4 vasières littorales atlantiques, sont "tamponnées" vis à vis du calcium et du système ionique "carbonates — bicarbonates — acide carbonique", lorsque les eaux marines sont plus ou moins diluées par les apports d'eau douce continentaux. Les eaux interstitielles de la pellicule superficielle, soumise à ces eaux saumâtres, reflèteront donc cette particularité, qui indique un enrichissement en Ca^{++} dès le début de l'émersion, sous l'influence des apports d'eau douce.

4 - CONCLUSION

En résumé, lorsque les eaux interstitielles sont légèrement dessalées, le rapport calcium/chlorures est plus élevé que celui des eaux océaniques par suite de la présence des eaux continentales, et non par suite d'un enrichissement de ces eaux interstitielles au contact du sédiment. Par contre, les rapports des autres ions majeurs en fonction des chlorures seront beaucoup plus proches de ceux d'une eau océanique. La relation entre salinité et chlorosité ($\text{S} \% = 1,80655 \text{ Cl} \%$) n'est donc plus rigoureusement applicable pour les eaux saumâtres côtières. Cependant, l'application de cette formule n'introduit qu'une erreur de l'ordre de 0,5 g de sels par litre, ce qui est très inférieur aux variations décrites dans le chapitre de la salinité (chapitre III) et nous pouvons l'admettre (1).

Dans le chapitre suivant, pour décrire les variations chimiques de l'eau interstitielle de la pellicule superficielle, nous nous servirons des rapports des ions aux chlorures. Il était donc très important de décrire ces rapports dans les eaux saumâtres ou dans les eaux marines, car ce sont elles qui constituent pour l'eau interstitielle, le point de départ en fonction duquel se feront les variations, par évaporation et ascension capillaire dans la pellicule superficielle au cours des émergences.

■■■■■■■■■■

(1) Cette approximation ne serait pas admise par les océanographes physiciens pour les eaux océaniques du large; mais dans le domaine côtier où se mélangent les eaux marines et les eaux continentales, les variations sont très importantes, et sont toujours très supérieures à cette approximation. Nous pouvons donc conserver la relation liant salinité et chlorosité, tout en sachant qu'elle ne représente pas exactement la réalité.

CHAPITRE XII

VARIATIONS CHIMIQUES (ÉLÉMENTS MAJEURS) DANS L'EAU INTERSTITIELLE DE LA PELLICULE SUPERFICIELLE

Dans le chapitre "Teneur en eau", nous avons introduit le phénomène d'évaporation qui, sans grande influence sur les propriétés mécaniques de la vase, devient prépondérant dans l'évolution chimique de l'eau interstitielle du premier millimètre superficiel des slikkes émergées. Nous l'avons aussi invoqué précédemment à propos des augmentations salines dans les ondes de flot et les eaux de ruissellement, à marée basse. Il semble donc que le couple évaporation-augmentation de la salinité soit un facteur primordial qui intervient à chaque stade de l'évolution des vasières, depuis la remise en suspension jusqu'à la fixation définitive des sédiments fins, en passant par une évolution chimique de l'eau interstitielle à l'interface air-sédiment.

Si le phénomène de cette évaporation a été décrit depuis longtemps [FRANCIS-BOEUF (en 1941 - 1947) sur les vases fluvio-marines, et DEBYSER (1961) sur une vasière littorale atlantique près de La Rochelle], il n'avait pas encore fait l'objet d'une étude dynamique au cours des émergences diurnes et nocturnes, en fonction des saisons. C'est ce que nous proposons de faire maintenant en décrivant les variations des divers éléments majeurs de l'eau de mer

- cations Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+ , K^+
- anions Cl^- - SO_4^{--} - Réserve alcaline
- silice dissoute,

d'heure en heure, depuis le retrait de la mer jusqu'à son retour.

1 - VARIATIONS CHIMIQUES DE L'EAU INTERSTITIELLE

1.1. AU COURS D'UNE STATION (tableau 31)

La station Mp 3.07.73, effectuée dans la Baie de Bourgneuf, va nous permettre de décrire les variations des divers éléments, au cours d'une émergence de 4 h 40, de jour et de nuit. Les conditions d'observation étaient optima : ensoleillement maximum, période d'émergence centrée sur l'heure du soleil culminant, température atmosphérique quasi constante, le jour (de 22° à 24°5), légèrement plus faible, la nuit (de 21°3 à 17°5), légère brise de secteur Est, pression atmosphérique 1018 millibars, humidité de l'air 65 % le jour, 95 % la nuit.

1.1.1. LES CHLORURES

Dès les 5 premières minutes d'émergence, la chlorosité est déjà supérieure à celle de l'onde de retrait ou de jusant : 20, 27 % contre 19,77 %, le jour; 20,50 contre 19,50, la nuit. Y a-t-il une conservation de la surchlorosité des émergences antérieures, ou évaporation dès les premiers instants d'émergence ? Nous pensons que la première hypothèse est plus vraisemblable,

Tableau 31

Variations des éléments majeurs dissous dans l'eau interstitielle de la pellicule superficielle lors des observations du 3.07.73 dans la Baie de Bourgneuf. Ca^{++} , Mg^{++} , K^+ , SO_4^{--} et SiO_2 exprimés en mg/l, Cl^- en g/l, Réserve alcaline en meq. g/l.

(J)	5'	1 h 05	2 h 05	3 h 05	4 h 05	4 h 40
Cl^-	20,27	23,37	27,64	92,56	38,36	42,92
%	0	15	36	61	89	112
Ca^{++}	446	503	646	777	945	1052
%	0	13	45	75	112	136
Mg^{++}	1402	1663	2055	2498	3014	3438
%	0	19	46	78	115	145
K^+	384	422	482	547	676	784
%	0	10	25	42	76	104
SO_4^{--}	3000	3648	3960	4920	6648	7668
%	0	2	32	64	122	156
Réserve alcaline	5,3	5,5	12,2	14,3	15	15
%	0	5	130	170	183	183
SiO_2	9,4	11,2	18	18,8	22,2	18,4
%	0	19	91	100	136	95
(N)	15'	1 h 15	2 h 15	3 h 15	4 h 15	4 h 45
Cl^-	20,50	20,91	21,51	21,74	21,86	21,45
%	0	2 %	5	6	6,5	4,5 %
Ca^{++}	446	475	469	491	479	471
%	0	6	5	10	7	6
Mg^{++}	1414	1448	1461	1523	1523	1503
%	0	2,5	3 %	8	8	6
K^+	419	414	417	425	445	433
%	0	- 1 %	- 0,5 %	1,5 %	6	3
SO_4^{--}	2976	3084	3240	3132	3204	3012
%	0	4 %	9	5 %	8	1 %
Réserve alcaline	3,8	4,3	4,6	5,0	4,9	5,1
%	0	13	21	30	29	34
SiO_2	7,4	7,4	8,4	7,6	6,0	5,2
%	0	0	13	3	-20 %	- 30 %
pH jour	7,7	8,0	8,1	8,2	8,2	8,2
pH nuit	7,7	7,7	7,7	7,7	7,9	7,7

car, au début de l'émergence nocturne, les premières quinze minutes indiquent déjà une augmentation de 5 % de l'eau interstitielle par rapport à l'onde de jasant, alors qu'au cours de la première heure d'émergence les chlorures n'augmentent que de 2 % dans l'eau interstitielle.

Au cours de l'émergence diurne, la chlorosité augmente. Le pourcentage d'augmentation est calculé par rapport à la teneur en chlorures initiale :

$$\frac{\overline{\text{Cl \%}}_{\text{au temps } t} - \overline{\text{Cl \%}}_{\text{initiale}}}{\overline{\text{Cl \%}}_{\text{initiale}}} \times 100.$$

Il en est de même pour tous les autres éléments. Ainsi, les augmentations atteignent 15 % au cours de la première heure, puis 36 % la seconde, 61 % la troisième et 112 % en fin d'émergence; c'est-à-dire que la chlorosité a plus que doublé en 4 h 40. Sur un graphique, cette augmentation semble pratiquement linéaire, depuis le début de l'émergence jusqu'à la fin, indiquant une vitesse d'évaporation quasi constante.

La nuit, malgré l'absence d'ensoleillement, les chlorures augmentent : 2 % la première heure, atteignant au total 6,5 % la 4ème heure. Il existe donc une évaporation au cours de l'émergence nocturne, certes plus faible que le jour, mais effective.

1.1.2. LE CALCIUM

Le calcium augmente lui aussi, mais les pourcentages de variations sont plus importants que ceux des chlorures (sauf à la première heure). Ceci se voit sur le diagramme rapport $\text{Ca}^{++}/\text{Cl}^-$ en fonction du temps d'émergence (voir annexe, p. 66) : le rapport $\text{Ca}^{++}/\text{Cl}^-$ augmente d'heure en heure, depuis une valeur initiale plus élevée que celle de l'eau normale, et plus importante que celle de l'eau de mer de l'onde de jasant (0,0213).

Donc le calcium est en quantité plus importante dans l'eau interstitielle, au début de l'émergence (enrichissement par rapport aux eaux marines), et il augmente plus que les chlorures au cours de l'émergence diurne.

La nuit, le calcium augmente plus que les chlorures et le rapport $\text{Ca}^{++}/\text{Cl}^-$ reste toujours supérieur à celui des eaux marines.

1.1.3. LE MAGNÉSIUM

Le jour, nous observons les mêmes phénomènes que pour le calcium, encore plus accentués. Dès la première heure, le magnésium augmente plus que les chlorures, et plus que le calcium. Le rapport $\text{Mg}^{++}/\text{Cl}^-$, supérieur à celui de l'eau normale, est en augmentation constante, depuis sa valeur initiale jusqu'à celle précédant le retour de la mer.

La nuit, le magnésium suit les variations des chlorures, tout en restant en quantité supérieure à celle des eaux marines.

Donc, à partir d'une teneur initiale supérieure à celle de l'eau de mer, l'eau interstitielle de la pellicule superficielle est enrichie en magnésium d'une quantité croissante au cours de l'émergence.

1.1.4. LE POTASSIUM

Si la teneur en potassium de l'eau interstitielle augmente lors de l'émergence, cette augmentation est, en pourcentage, inférieure à celle des chlorures. Le rapport K^+/Cl^- est toujours inférieur à

celui de l'eau de mer normale, alors que l'onde de retrait possède un rapport voisin de celui des eaux marines (0,0206). Le rapport diminue constamment au cours de l'émersion, jusqu'à la 3ème heure, puis réaugmente par la suite, sans récupérer sa valeur originelle.

Au cours de l'émersion nocturne, le potassium varie peu, et le rapport K^+/Cl^- reste très voisin de celui de l'eau normale.

Il y a donc un appauvrissement en K^+ par rapport aux chlorures, au cours de l'émersion diurne, ce qui s'oppose aux enrichissements en calcium et magnésium.

Le Sodium n'est pas considéré dans ces analyses; car bien que nous l'ayons dosé, nous ne pouvons en tenir compte, les estimations d'erreur de dosage étant supérieures aux variations observées. Donc, nous considérerons au cours de ce travail le sodium comme restant en rapport constant avec les chlorures au cours des augmentations de la chlorosité par évaporation.

1.1.5. LES SULFATES DES EAUX INTERSTITIELLES

Dans cette station, les sulfates restent toujours supérieurs à la teneur de l'eau de mer normale, rapport SO_4^{--}/Cl^- toujours supérieur à 0,14, de jour comme de nuit. A l'émersion diurne, ils présentent deux phénomènes : augmentation égale ou moins rapide que celle des chlorures au cours de la première partie de l'émersion, puis accroissement beaucoup plus important au cours de la seconde. La nuit, la teneur en sulfates reste en proportion voisine de celle des chlorures : rapport peu variable.

1.1.6. RÉSERVE ALCALINE⁽¹⁾

Il y a une très grande différence entre les émersion diurnes et nocturnes, avec cependant un point commun : la teneur est toujours supérieure à celle de l'eau normale (2,3 à 2,5 meq.g/l).

Le jour, la réserve alcaline augmente peu la première heure, puis beaucoup la seconde (130 %), moins par la suite. Il semble qu'il y ait un relais entre les augmentations de SO_4^{--} et de la réserve alcaline : lorsque l'un augmente beaucoup, l'autre s'accroît moins. Au cours de la deuxième heure, les sulfates augmentent peu (32 %), la réserve alcaline beaucoup (130 %), alors que les chlorures n'ont varié que de 36 %. A la quatrième heure, nous observons le phénomène inverse : de 64 % (3ème heure) à 122 % pour les sulfates; de 170 % (3ème heure) à 183 % pour la réserve alcaline.

Cependant, pour cette faible concentration (quelques milliéquivalents-gramme par litre), la réserve alcaline est le facteur qui, le jour, augmente le plus (183 %). De même, la nuit, les variations de la réserve alcaline sont encore les plus importantes par rapport aux autres éléments majeurs. Faut-il y voir un apport très important des constituants de la réserve alcaline lors de l'aspiration capillaire par évaporation, apport qui triplerait la teneur initiale ? Nous verrons ultérieurement ce qu'il faut penser de ce problème (p. 221).

1.1.7. SILICE DISSOUTE

Il existe entre le jour et la nuit un comportement différent de la silice dissoute dans les eaux interstitielles ;

— le jour, partant d'une valeur déjà très élevée de 9,4 mg/litre, la silice augmente fortement, jusqu'à 136 % ;

— la nuit, au contraire, après une légère augmentation (13 %), la teneur en silice dissoute décroît de -30 %.

(1) voir définition p. 217.

Malgré cette différence, nous devons retenir une quantité de silice dissoute très importante dans cette eau interstitielle, pendant l'été (juillet 73).

1.1.8. LE pH

Le pH mesuré "in situ", immédiatement après le prélèvement de la pellicule superficielle, varie le jour de 7,7 à 8,2; la nuit, il reste pratiquement constant (7,7 à 7,9 seulement à la 4ème heure; 7,7 à toutes les autres heures).

Le jour, l'augmentation du pH se fait rapidement, passant de 7,7 à 8,0 au cours de la première heure, puis à 8,1 la seconde et 8,2 au cours du reste de l'émersion. Nous constatons bien une relation directe entre le pH et la réserve alcaline, laquelle est plus importante pour les pH les plus basiques.

En résumé, la description des variations des éléments majeurs dissous dans l'eau interstitielle de la pellicule superficielle de cette station particulière, Mp. 3.07.73, permet de dire que

- les éléments Calcium et Magnésium, sulfates, augmentent plus rapidement que les chlorures,
- la réserve alcaline augmente encore plus que les éléments précédents,
- la silice dissoute s'accroît le jour, et décroît la nuit,
- le potassium diminue, au contraire, lorsque les chlorures augmentent,
- le pH, mesuré "in situ", de la pellicule superficielle, augmente le jour, mais reste pratiquement constant la nuit.

L'exemple pris dans la Baie de Bourgneuf est-il applicable aux autres régions ? Ces variations, obtenues en été, sont-elles semblables au printemps, en automne et en hiver ? En réponse à ces questions, examinons maintenant l'ensemble des 42 stations dont les graphiques de variations des divers éléments par rapport à la chlorosité sont donnés en annexe.

1.2. VARIATIONS DANS L'ENSEMBLE DES STATIONS SUR LES DIFFÉRENTES VASIERES

1.2.1. EN ÉTÉ

Considérons une station, dans chaque région, où la chlorosité a montré le maximum de variations. Pour ne pas surcharger le tableau, nous ne donnons que les valeurs du début et de la fin de l'émersion (Tableau 32).

Station Tréhiguier	30.08.73,
" Aiguillon	02.08.73,
" Piédemont	28.08.73.

Comme pour la station de Mouillepied décrite précédemment, lors de l'émersion diurne, les éléments calcium, magnésium, sulfates, augmentent plus que les chlorures. Seul, le potassium traduit un accroissement plus faible. La réserve alcaline ne suit pas les principaux éléments cités, elle peut varier autant le jour que la nuit, et augmenter d'une manière comparable ou non à celle des chlorures. La silice dissoute, tout en ayant des teneurs très différentes d'une région à l'autre, augmente le jour, mais selon un pourcentage inférieur à celui de la chlorosité.

La nuit, les variations des chlorures sont faibles (de 3 à 5 %), les autres éléments traduisant une augmentation ou une diminution du même ordre. Seule la réserve alcaline varie différemment, pouvant augmenter d'une manière analogue à celle du jour (Tréhiguier) ou inférieure, mais toujours beaucoup plus importante que les variations de la chlorosité. La silice dissoute a tendance à diminuer, contrairement à ce qui se passe le jour.

Tableau 32

Variations maxima des éléments majeurs dissous dans les eaux interstitielles de la pellicule superficielle pour chaque région.

		Cl ⁻	%	Ca ⁺⁺	%	Mg ⁺⁺	%	K ⁺	%	SO ₄	%	RA	%	SiO ₂	%
T 30.8.73	J	18,98 32,46	71	417 807	93	1309 2479	89	367 511	39	2652 5340	101	4,1 6,7	63	4,0 5,6	40
	N	17,68 18,54	5	398 419	5	1252 1308	4,5	354 366	6	2568 2712	5,5	4,2 6,7	60	0,6 1,4	13
Ai 2.8.73	J	20,36 35,80	76	453 880	94	1367 2708	98	387 543	40	2784 1669	115	4,0 7,0	75	6,0 7,2	20
	N	20,37 20,88	2,5	454 466	2,6	1446 1440	-0,4 %	395 400	1,3	1349 1391	5,5	3,7 5,0	35	2,6 1,8	-31
Pt 28.8.73	J	19,62 31,45	60	447 725	62	1354 2432	80	395 519	31	2880 4848	68	5,0 15,3	206	5,4 8,6	54
	N	19,89 20,47	3	445 437	-1,8	1447 1491	3	365 370	1,5	2916 3084	5,8	6,7 8,9	33	9,2 8,2	-11

En résumé, nous trouvons des variations analogues sur les quatre vasières, pour les émergences diurnes estivales.

1.2.2. EN HIVER

Les diagrammes en annexe montrent que les variations sont très faibles, semblables à celles intervenant la nuit, en été. Cependant, lors d'un ensoleillement intense, en hiver, nous pouvons observer des augmentations importantes de la chlorosité : par exemple, 46 % pour la station Pt 8.03.73 (Cl⁻ passant de 18,04 à 26,36 ‰). L'ensoleillement, même par température assez fraîche, est un facteur primordial pour l'évaporation, beaucoup plus important que la température élevée observée en été ; par exemple, la station Pt 19.7.73, sans soleil, ne traduit qu'une élévation très faible de la chlorosité (16 %), malgré une température moyenne de 17°.

Une remarque importante doit être soulignée ici : le dessalement initial de la pellicule superficielle par les eaux saumâtres de l'onde de jusant, intervenant principalement en hiver et au début du printemps, par suite des crues fluviales.

Les augmentations par évaporation restent analogues à celles observées, comme s'il s'agissait d'une eau de mer normale ; mais les rapports cations/chlorures sont plus élevés que le rapport théorique, par suite d'un apport de ce cation par les eaux continentales, comme nous l'avons vu au chapitre XI). Par exemple, la station T. 6.3.73 (tableau 33) présente, pour une chlorosité initiale de 11,9 ‰, une augmentation de 30 % des chlorures, de 46 % du calcium, de 32 % du magnésium, de 40 % des sulfates, de 55 % de la réserve alcaline et de 23 % seulement du potassium. Le phénomène demeure donc, malgré une salinité de départ plus faible, traduisant un enrichissement des divers éléments majeurs par évaporation.

En résumé, quel que soit le lieu d'observation, et la saison, l'évaporation intensive de la pellicule superficielle des vasières littorales provoque une concentration différentielle des divers constituants majeurs de l'eau interstitielle. Si les chlorures augmentent d'une certaine quantité, le calcium, le magnésium, les ions sulfates, la réserve alcaline et la silice dissoute augmentent davantage que les chlorures ; seul le potassium diminue. C'est un phénomène général sur les vasières littorales atlantiques.

Tableau 33.— Variations chimiques observées au cours des observations du 6.3.73. en Baie de la Vilaine, où la chlorosité initiale est faible : 11,9 %.

T 6.3.73	Départ	Fin d'émersion	% d'aug- mentation
Cl ⁻	11,90	15,47	30 %
Ca ⁺⁺ Ca ⁺⁺ /Cl ⁻	283 0,0238	414 0,0267	46 %
Mg ⁺⁺ Mg ⁺⁺ /Cl ⁻	830 0,06974	1095 0,0708	32 %
K ⁺ K ⁺ /Cl ⁻	251 0,0211	309 0,0200	23 %
SO ₄ ⁻⁻ SO ₄ ⁻⁻ /Cl ⁻	1666 0,140	2328 0,150	40 %
RA	4,2	6,5	55 %
SiO ₂	2,6	2,8	8 %

Les variations des divers éléments majeurs sont-elles liées entre elles par une relation définie ? Nous allons essayer de répondre par une série de courbes, construites à partir de 110 points représentant les plus grandes variations observées sur les quatre vasières.

1.3. RELATION ENTRE LES VARIATIONS DES ÉLÉMENTS MAJEURS

Nous considérons le pourcentage de variation calculé comme au paragraphe 1.1.1. de ce chapitre dont nous rappelons la formule générale applicable à tous les éléments :

$$\frac{\text{Teneur à un temps } t - \text{Teneur initiale}}{\text{Teneur initiale}} \times 100.$$

1.3.1. PAR RAPPORT AUX CHLORURES

Le pourcentage de variations des chlorures est porté en abscisse, celui d'un élément majeur en ordonnée.

— Le calcium — (fig. 56)

La relation calcium-chlorure montre une augmentation plus importante du calcium que des chlorures. Graphiquement, nous obtenons une relation linéaire : $\text{Ca}^{++} = 1,25 \text{ Cl}^-$; mais un calcul statistique, où l'on rapporte la moyenne des variations des Cl^- à la moyenne des variations du calcium, donne la relation :

$$\frac{\text{Moyenne } \Delta \text{ Cl}^- \%}{\text{Moyenne } \Delta \text{ Ca}^{++} \%} = 1,15$$

représentée par une droite d'équation $\text{Ca}^{++} = 1,15 \text{ Cl}^-$, très vraisemblable pour les variations en Cl^- inférieures à 60 %, mais ne représentant la réalité, pour les variations en Cl^- supérieures à 60 %.

En réalité, nous avons considéré la relation $\text{Ca}^{++} - \text{Cl}^-$ comme variant linéairement. Il semble que cette relation soit une courbe, passant par l'origine, mais s'écartant de plus en plus de la relation 1 - 1, vers les fortes variations. Cette réserve étant faite, nous considérerons que le calcium augmente de 1,15 Cl^- , sous le phénomène d'évaporation, en première approximation.

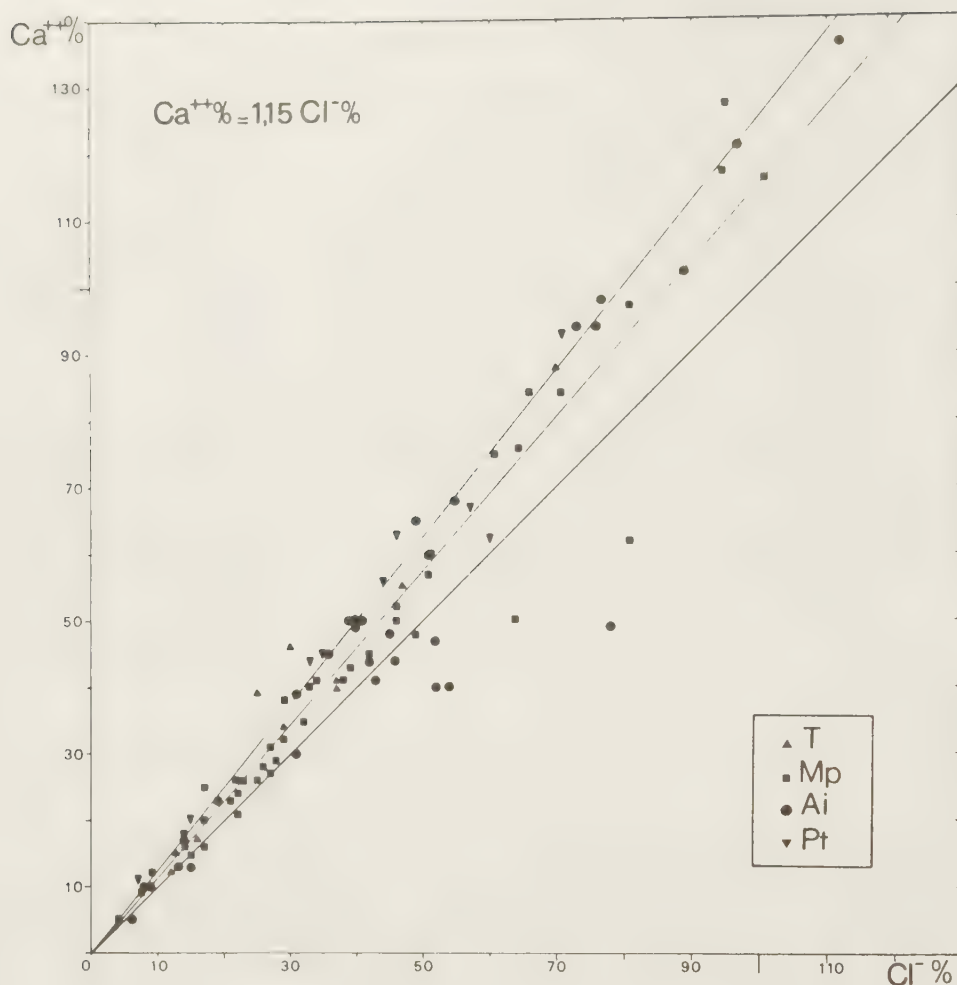


Fig. 56. — Variations de l'augmentation des ions Ca⁺⁺ (en %) en fonction de l'augmentation des ions Cl⁻ (en %) dans les eaux interstitielles de la pellicule superficielle, au cours des émerisions, par évaporation.

— Le magnésium — (fig. 57)

La relation magnésium-chlorure montre le même phénomène que pour le calcium : le magnésium augmente plus que les chlorures, et d'une quantité d'autant plus importante que la variation des chlorures est forte. L'équation de la relation linéaire est

$$\text{Mg}^{++} = 1,28 \text{ Cl}^{-}$$

La moyenne arithmétique correspond bien à la construction graphique, et dans le domaine des variations étudiées la relation est une droite passant par l'origine.

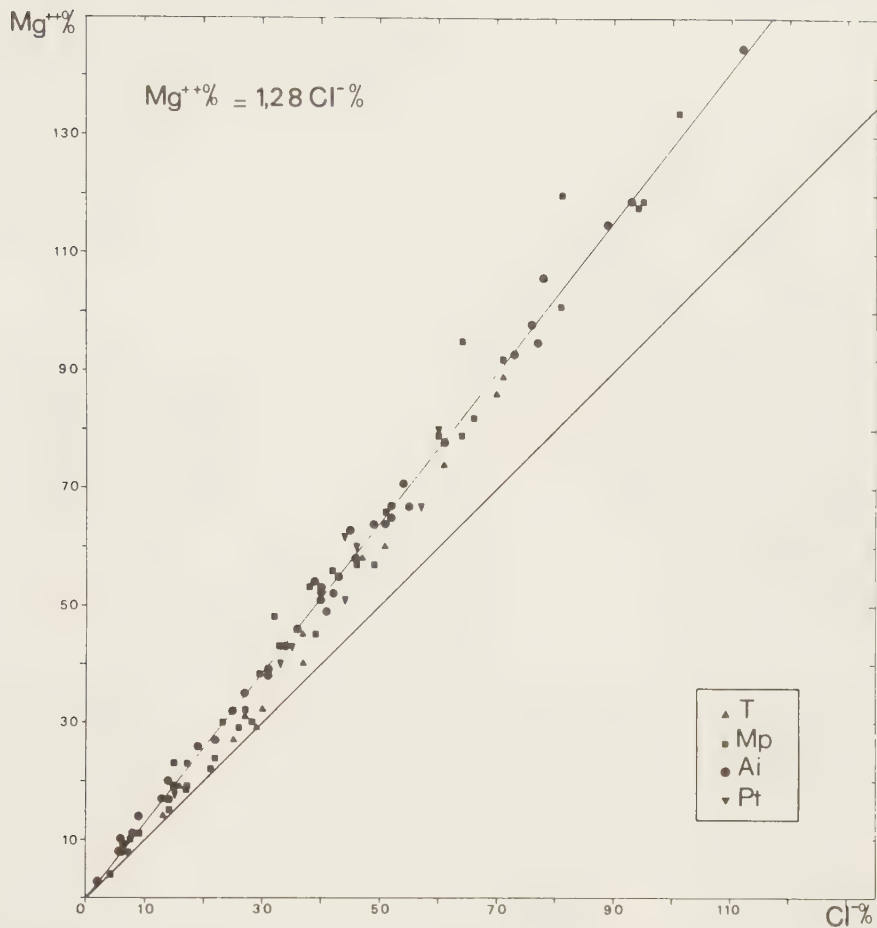


Fig. 57.—Variations de l'augmentation des ions Mg^{++} (en %) en fonction de l'augmentation des ions Cl^{-} (en %) dans les eaux interstitielles de la pellicule superficielle, au cours des émergences, par évaporation.

— Le potassium — (fig. 58)

Le potassium augmente moins vite que les chlorures. La relation est comprise entre deux équations simples

$$K^{+} = 0,68 Cl^{-}$$

et $K^{+} = 0,53 Cl^{-}$

la moyenne arithmétique calculée étant $K^{+} = 0,63 Cl^{-}$. Il semble, ici, que cette relation ne soit pas une droite, surtout au-delà de 80 % d'augmentation des chlorures, mais plutôt une courbe, passant toujours par l'origine. Comme nous l'avons fait pour le calcium, dans le domaine des variations considéré, nous assimilerons la relation $K^{+} - Cl^{-}$ à une droite d'équation

$$K^{+} = 0,63 Cl^{-}$$

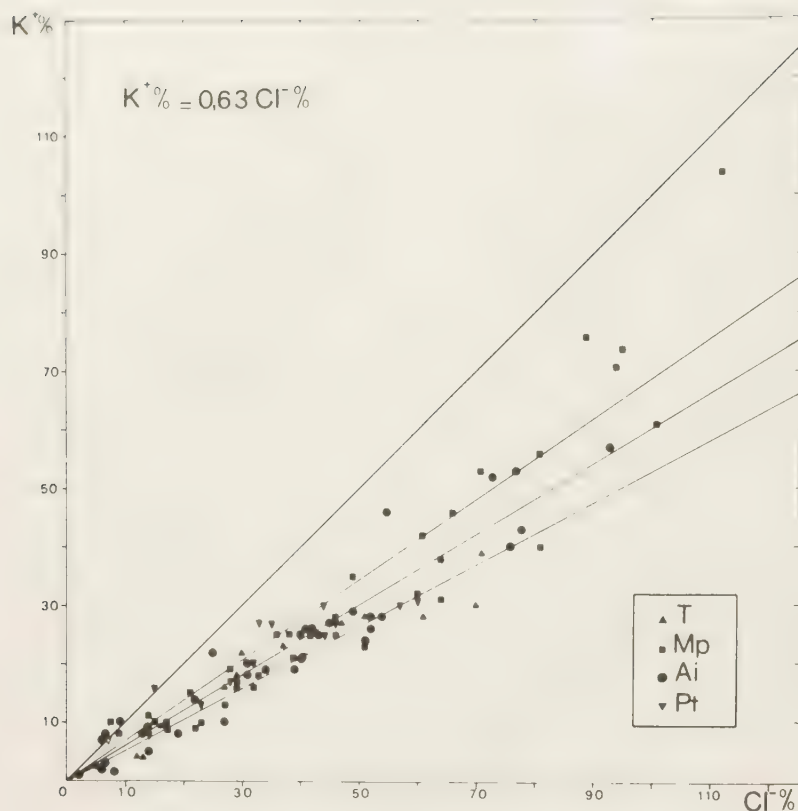


Fig. 58.— Variations de l'augmentation des ions K^+ (en %) en fonction de l'augmentation des ions Cl^- (en %) dans les eaux interstitielles de la pellicule superficielle, au cours des émerisions, par évaporation.

— Les sulfates — (fig. 59)

Les sulfates augmentent plus que les chlorures. La relation linéaire est :

$$SO_4^{--} = 1,33 Cl^-$$

calculée arithmétiquement, représentant l'ensemble du phénomène, mais pour les faibles variations en chlorures (inférieures à 50 %), cette relation est trop élevée : elle serait de l'ordre de 1,28 Cl^- ; nous aurions là encore une courbe et non une droite.

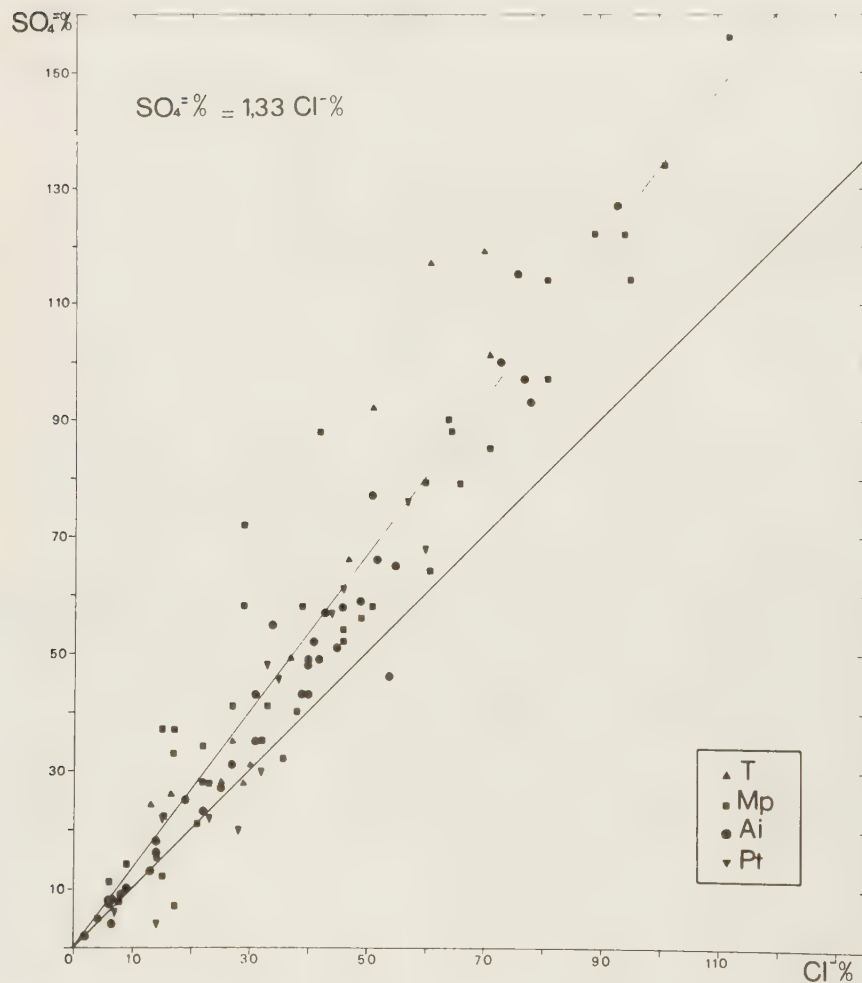


Fig. 59.— Variations de l'augmentation des ions SO_4^{--} (en %) en fonction de l'augmentation des ions Cl^- (en %) dans les eaux interstitielles de la pellicule superficielle, au cours des émerisions, par évaporation.

1.3.2. CATIONS ENTRE EUX : CALCIUM EN FONCTION DU MAGNÉSIUM

Nous ne retiendrons que la relation calcium-magnésium (fig. 60). Il semble que la relation d'augmentation soit proportionnellement égale, principalement pour les valeurs élevées des variations (supérieures à 50 %). Cependant, la moyenne arithmétique donne :

$$\text{Mg}^{++} = 1,10 \text{ Ca}^{++}$$

par des valeurs d'augmentation du magnésium légèrement plus fortes pour les faibles variations (inférieures à 50 %), mais surtout par quelques valeurs d'augmentation très faibles du calcium (station Mp. 31.7.73, Ai 6.4.73), alors que le magnésium s'accroît beaucoup : par exemple, 120 % d'augmentation de Mg^{++} contre 62 % d'augmentation seulement du Ca^{++} , Mp. 31.7.73. Dans ces cas, il semblerait qu'il y ait un appauvrissement en ion calcium, par suite d'une précipitation de carbonates de calcium dans la pellicule superficielle, par le phénomène de surconcentration. Nous verrons ultérieurement ce qui se produit réellement.

Donc, en première approximation, le magnésium augmente légèrement plus que le calcium, lors des variations en Ca^{++} inférieures à 50 % ; puis d'une même quantité, pour les variations supérieures à 50 %. Nous constatons, ici encore, que ces relations entre les variations des éléments ne sont pas exactement des droites, mais des courbes.

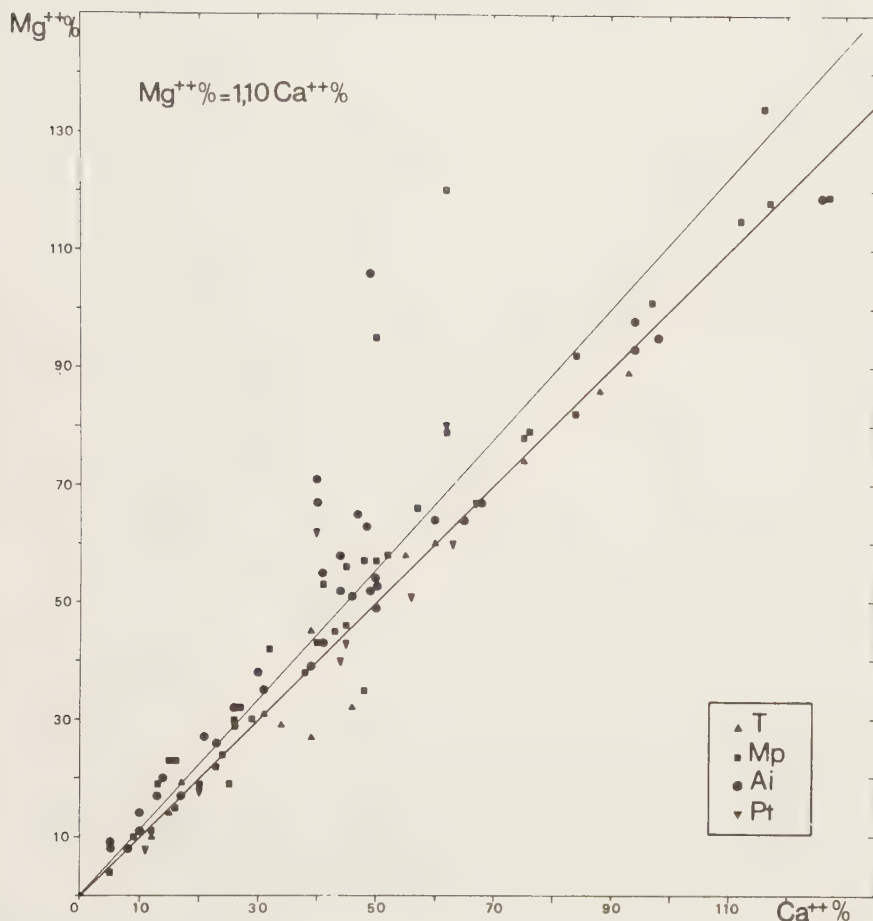


Fig. 60. — Variations de l'augmentations des ions Mg^{++} (en %) en fonction de l'augmentation des ions Ca^{++} (en %) dans les eaux interstitielles de la pellicule superficielle, au cours des émergences, par évaporation.

1.3.3. PAR RAPPORT AUX SULFATES (fig. 61-62-63)

— La relation calcium-sulfate est donnée par l'équation d'une droite passant par l'origine :

$$\text{Ca}^{++} \% = 0,85 \text{ SO}_4 \%$$

ou

$$\text{SO}_4 \% = 1,15 \text{ Ca}^{++} \%$$

calculée par les moyennes des variations en pourcentage du calcium et des sulfates. Les sulfates augmentent donc plus que le calcium, relation analogue à celle chlorures-calcium.

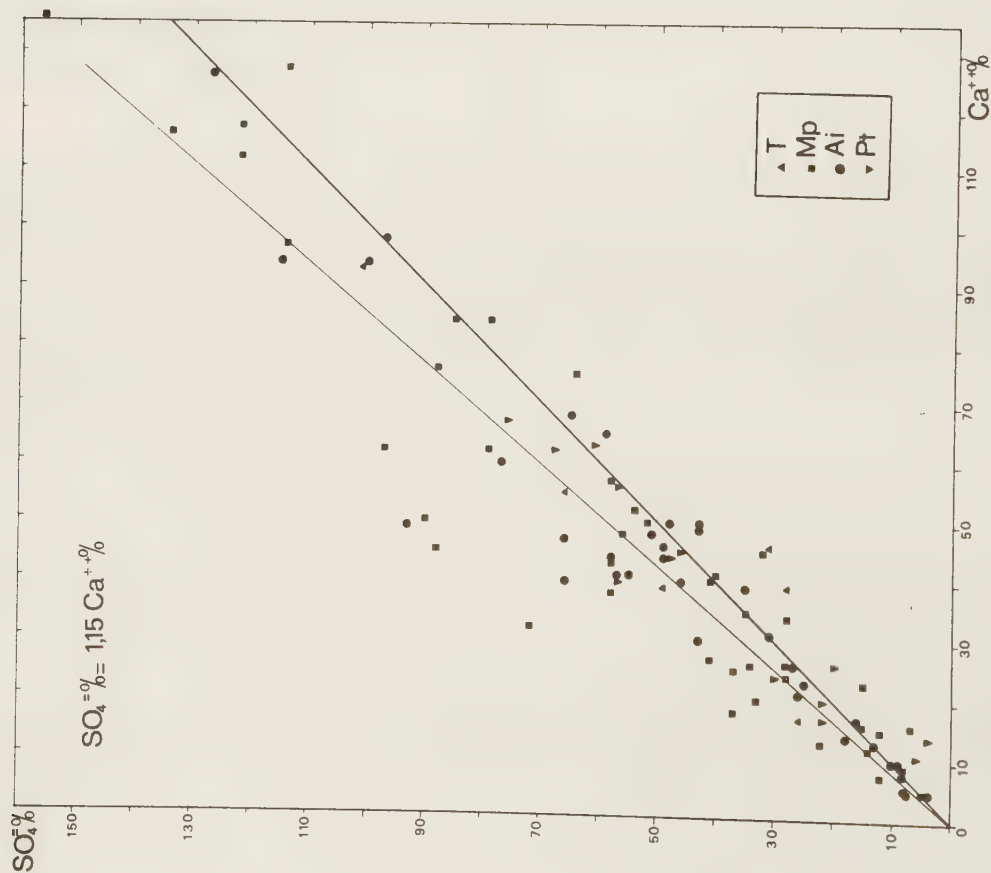


Fig. 61. — Variations de l'augmentation des ions SO_4^{2-} (en %) en fonction de l'augmentation des ions Ca^{++} (en %) dans les eaux interstitielles de la pellicule superficielle, au cours des émerSIONS, par évaporation.

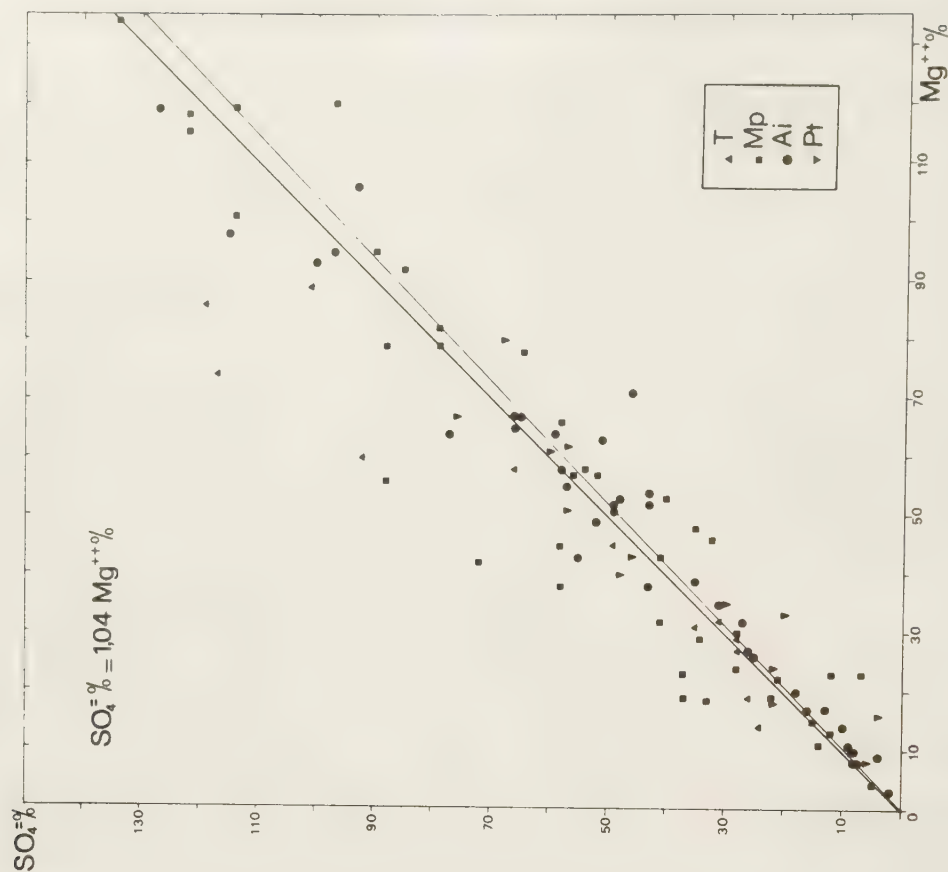


Fig. 62. — Variations de l'augmentation des ions SO_4^{2-} (en %) en fonction de l'augmentation des ions Mg^{++} (en %) dans les eaux interstitielles de la pellicule superficielle, au cours des émerSIONS, par évaporation.

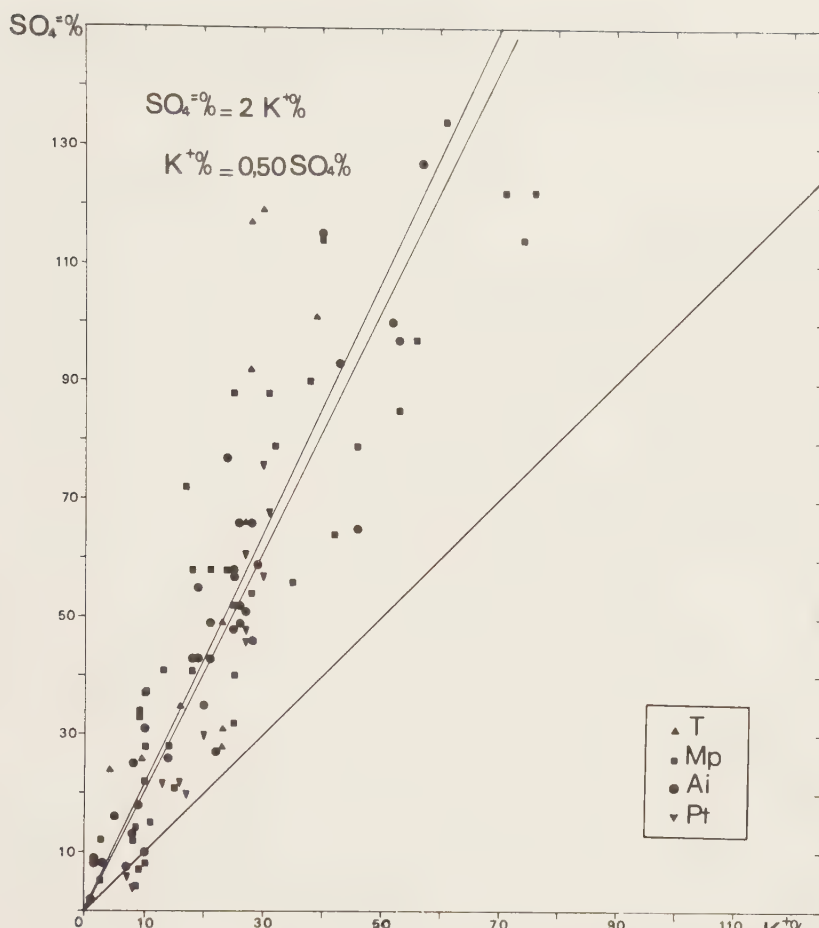


Fig. 63. — Variations de l'augmentation des ions SO_4^{--} (en %) en fonction de l'augmentation des ions K^+ (en %) dans les eaux interstitielles de la pellicule superficielle, au cours des émergences, par évaporation.

— La relation magnésium-sulfate est représentée par une droite d'équation :

$$\text{SO}_4^{--} = 1,04 \text{ Mg}^{++}$$

où

$$\text{Mg}^{++} = 0,96 \text{ SO}_4^{--}$$

c'est-à-dire très proche d'une relation 1-1, où lorsque le magnésium augmente d'un certain pourcentage, les sulfates augmentent de la même quantité.

— La relation potassium-sulfate traduit un déficit croissant du potassium vis-à-vis des sulfates, encore plus marqué qu'avec les chlorures :

$$\text{K}^+ = 0,50 \text{ SO}_4^{--}$$

ou

$$\text{SO}_4^{--} = 2 \text{ K}^+$$

En résumé, c'est le magnésium qui présente la meilleure concordance de variations avec les sulfates. Le calcium varie moins rapidement que les sulfates, le potassium ne semble pas lié aux sulfates.

1.3.4. COUPLE $\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$ EN FONCTION DU COUPLE $\text{SO}_4^{--} + \text{RÉSERVE ALCALINE}$

La relation entre ces deux couples, exprimée en pourcentage de variations est indépendante des unités choisies (ppm, meq./l, mole par litre). Nous avons vu qu'en première approximation, le magnésium et les sulfates sont en relation directe. Les faibles proportions du calcium vis-à-vis du magnésium (10 millimoles/l de Ca^{++} contre 50 millimoles de Mg^{++}) et de la réserve alcaline vis-à-vis des sulfates (2,5 millimoles de réserve alcaline contre 27 millimoles/l de SO_4^{--}) ne changent pratiquement pas la relation magnésium-sulfates. L'équation est :

$$[\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}] \% = 0,94 [\text{SO}_4^{--} + \text{RA}] \%$$

ou

$$[\text{SO}_4^{--} + \text{RA}] \% = 1,06 [\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}] \%$$

montrant ainsi que les variations observées dans les éléments majeurs de l'eau interstitielle sont dominées par le magnésium et les sulfates. Ces constituants viennent, en quantité relative, directement après le sodium et les chlorures, dans les eaux marines. Les autres éléments : calcium, po-

tassium et réserve alcaline interviennent globalement peu dans les variations, bien qu'ils soient très importants dans les équilibres chimiques.

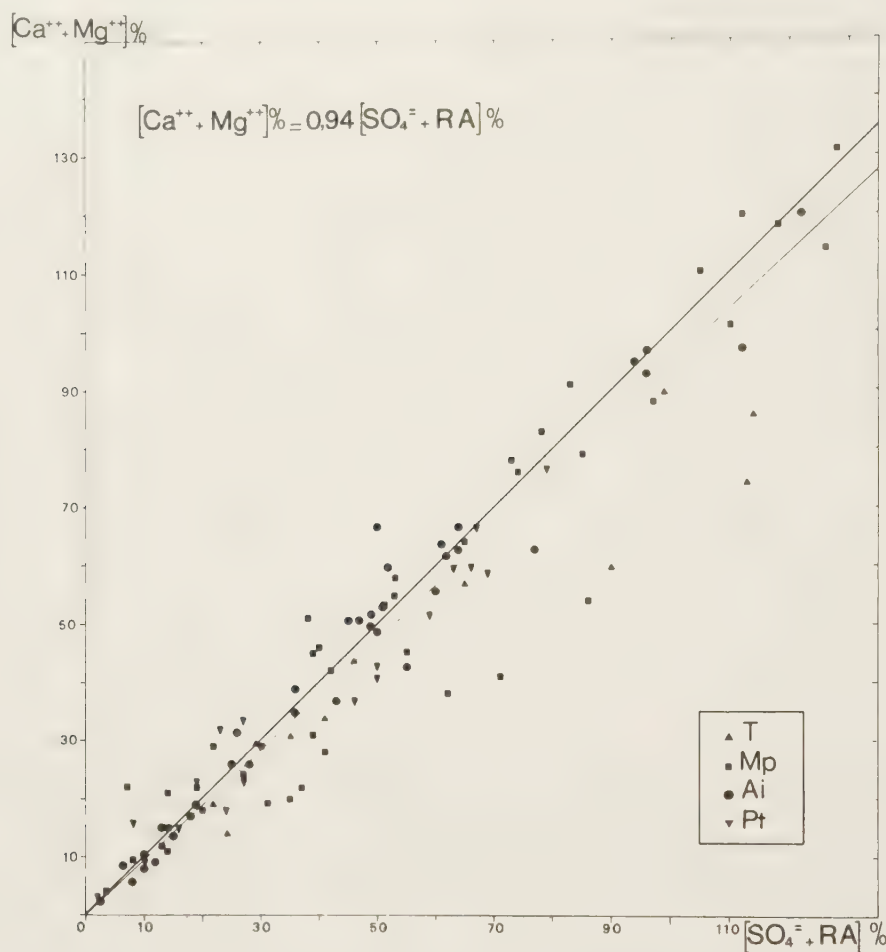


Fig. 64. — Variations de l'augmentation du couple $[Ca^{++} + Mg^{++}]$ % en fonction de l'augmentation du couple $[SO_4^{--} + RA]$ % dans les eaux interstitielles de la pellicule superficielle, au cours des émergences, par évaporation.

1.3.5. LA SILICE ET LA RÉSERVE ALCALINE VIS-A-VIS DES CHLORURES

Etant donné la faible quantité de ces deux éléments dans les eaux interstitielles de la pellicule superficielle, les variations sont souvent très fortes. Une représentation graphique, construite comme pour les autres constituants majeurs, ne permet pas de distinguer une relation simple entre la silice et les chlorures, ou la réserve alcaline et les chlorures. En effet, si la silice, ou la réserve alcaline, augmentent beaucoup lorsque la teneur en chlorures s'accroît, il est très fréquent d'observer, principalement la nuit, des variations très fortes de ces deux éléments, alors que la chlorosité varie peu. Par exemple, la station Pt. 31.10.73, de nuit, donne les variations suivantes :

Cl^-	+ 6,5 %	de 19,27 à 20,53 ‰ ,
RA	+ 46 %	de 4,6 à 6,7 meq.g./l ,
SiO_2	+ 210 %	de 1,6 à 5,0 ppm.

Nous pourrions en citer d'autres.

Il faut cependant retenir qu'à une forte augmentation de la chlorosité, donc forte évaporation, correspond un fort accroissement de la réserve alcaline, et de la silice, sans qu'il soit possible d'en tirer une relation simple, comme dans le cas des autres éléments majeurs.

2- CONCLUSIONS

Dans l'intervalle d'augmentation de 0 à 100 % de la chlorosité initiale de l'eau interstitielle de la pellicule superficielle, par évaporation, nous pouvons considérer que les divers éléments majeurs varient proportionnellement, les uns vis-à-vis des autres, selon une relation simple, qui, sur un graphique rectangulaire, se traduit en première approximation par un segment de droite passant par l'origine. En effet, sauf pour la relation magnésium-chlorures, nous aurions plutôt des courbes s'écartant de plus en plus de la relation 1/1 lorsque les variations augmentent. Les équations de ces droites sont alors :

$$\begin{aligned}
 \text{Ca}^{++}\% &= 1,15 \quad \text{Cl}^-\% \\
 \text{Mg}^{++}\% &= 1,28 \quad \text{Cl}^-\% \\
 \text{K}^+\% &= 0,63 \quad \text{Cl}^-\% \\
 \text{SO}_4^{--}\% &= 1,33 \quad \text{Cl}^-\% \\
 \\
 \text{SO}_4^{--}\% &= 1,15 \quad \text{Ca}^{++}\% \quad \text{ou} \quad \text{Ca}^{++}\% = 0,86 \quad \text{SO}_4^{--}\% \\
 \text{SO}_4^{--}\% &= 1,04 \quad \text{Mg}^{++}\% \quad \text{ou} \quad \text{Mg}^{++}\% = 0,96 \quad \text{SO}_4^{--}\% \\
 \text{SO}_4^{--}\% &= 2,10 \quad \text{K}^+\% \quad \text{ou} \quad \text{K}^+\% = 0,47 \quad \text{SO}_4^{--}\% \\
 \\
 \left[\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++} \right] \% &= 0,94 \quad \left[\text{SO}_4^{--} + \text{RA} \right] \% \quad \text{ou} \quad \left[\text{SO}_4^{--} + \text{RA} \right] \% = 1,06 \quad \left[\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++} \right] \%
 \end{aligned}$$

De ces équations, nous pouvons déduire l'augmentation ou la diminution d'un élément majeur en quantité réelle, en partant de son rapport classique (loi de DITTMAR) avec les chlorures, rapport constant énoncé au début du chapitre sur la chimie des eaux. Par exemple, en début d'émersion, la chlorosité est de 19,5 ‰, les éléments Ca^{++} , Mg^{++} , K^+ et SO_4^{--} sont en équilibre avec cette chlorosité et les rapports sont respectivement 0,0213, 0,0668, 0,0206 et 0,140. Si les chlorures augmentent de 100 %, le calcium augmentera de 115 %, le magnésium de 128 %, le potassium de 63 %, les sulfates de 133 %, c'est-à-dire que par rapport aux chlorures, l'eau interstitielle s'enrichit en calcium, en magnésium, en sulfates et s'appauvrit en potassium. Les rapports sont alors :

$$\begin{aligned}
 \text{Ca}^{++}/\text{Cl}^- &= 0,0229 \quad \text{traduisant une augmentation de 7,5 \% par rapport à l'Eau Normale} \\
 \text{Mg}^{++}/\text{Cl}^- &= 0,0762 \quad \text{" " " de 14 \%} \\
 \text{K}^+/\text{Cl}^- &= 0,0168 \quad \text{" " diminution de 18 \%} \\
 \text{SO}_4^{--}/\text{Cl}^- &= 0,163 \quad \text{" " augmentation de 20 \%}
 \end{aligned}$$

En réalité, nous observons des variations des rapports cations ou anions/chlorures encore plus élevées, atteignant +20 % pour $\text{Ca}^{++}/\text{Cl}^-$, +20 % pour le $\text{Mg}^{++}/\text{Cl}^-$, -22 % pour K^+/Cl^- et +28 % pour $\text{SO}_4^{--}/\text{Cl}^-$. Ceci est donc un phénomène général, et on constate toujours :

- un enrichissement en Ca^{++} , Mg^{++} , SO_4^{--} , SiO_2 et Réserve alcaline,
- une diminution ou appauvrissement en K^+ lorsque l'eau interstitielle se concentre à la surface de la vasière, sous le phénomène d'évaporation.

Ceci s'observe sur toutes les vasières, en toute saison, dès que l'ensoleillement peut créer une forte évaporation, principalement lorsque le soleil passe par son point culminant. Magnésium et sulfates augmentent de la même quantité, alors que le calcium montre un accroissement moins rapide que les sulfates.

Avant de tenter une explication de ces phénomènes, il nous faut décrire les variations chimiques, observées dans l'eau interstitielle du premier mètre de sédiment, sous la pellicule superficielle.

■■■■■■■■

CHAPITRE XIII

VARIATIONS CHIMIQUES (ÉLÉMENTS MAJEURS) DES EAUX INTERSTIELLES DU PREMIER METRE DE SÉDIMENT DES SLIKKES

Avant de décrire les variations chimiques des éléments majeurs de l'eau interstitielle du premier mètre de sédiment des slikkes, il est nécessaire de donner un aperçu des propriétés physiques de ce sédiment, principalement sa densité humide (la teneur en eau), la structure générale et la granulométrie (pourcentage fraction grossière $> 44 \mu$).

1-CARACTÉRISTIQUES PHYSIQUES PRINCIPALES

L'association des techniques de gammadensimétrie et de radiographie X des carottes, mises au point par le L.G.M.N. et BOURON (1972), permet de décrire très finement les séquences sédimentaires. Les logs radiographiques et gammadensimétriques des carottes prélevées sur les différentes vasières montrent que les variations de densité humide sont très brutales, et se font en l'espace de quelques centimètres. Après l'ouverture des carottes, les teneurs en eau faites au creuset, et les granulométries (coupure fraction grossière - fraction fine à 44μ) ont été faites sur des tranches homogénéisées de 10 cm en 10 cm, sections de carottes dont nous avons extrait l'eau interstitielle soit par centrifugations, soit par pressages. Les valeurs de teneur en eau et de granulométrie sont donc des moyennes sur 10 cm, et ne correspondent pas à la réalité centimétrique telle que le montant des logs gamma et radio.

1.1. DENSITÉ HUMIDE - TENEUR EN EAU

Les carottes de la baie de la Vilaine présentent une densité humide comprise entre 1,3 et 1,6. En surface seulement, sur 5 centimètres environ, la densité atteint 1,8 - 2,0 par la présence du sable très fin, résultant du lessivage sélectif de la surface de la slikke par les ondes de flot et de jusant depuis que le barrage d'Arzal empêche toute sédimentation fine. La teneur en eau est de 140 % en moyenne, en -dehors de la couche superficielle plus sableuse où elle atteint 90 % en moyenne.

Dans la baie de Bourgneuf, les sédiments carottés sont très hétérogènes ; il y a alternance de lits vaseux (densité moyenne de 1,3) et de lits silteux-sableux (densité 2,00), principalement dans les cinquante premiers centimètres. Au-dessous, la fraction sableuse devient de plus en plus importante, et la densité moyenne oscille autour de 1,8. La teneur en eau moyenne de ces sédiments est de 90 %, mais fonction des densités ci-dessus, elle varie de 140 % à 60 % et atteint même 50 %.

Les sédiments de la baie de l'Aiguillon sont beaucoup plus homogènes, avec une densité humide oscillant autour de 1,5 et atteignant rarement 1,7 ; la teneur en eau est 100 % en moyenne.

Dans la baie d'Oléron, à l'emplacement des stations, il se présente deux séquences sédimentaires ; l'une, actuelle (de faible densité 1,4 - 1,5), épaisse de 20 à 30 centimètres, avec une

teneur en eau moyenne de 130 %; l'autre semi-fossile (densité 1,6 — 1,7), à faible teneur en eau (70 %); c'est le "bri flandrien", de couleur gris-vert. Dans la partie supérieure, l'homogénéisation est moins poussée que dans le cas de la baie de l'Aiguillon; elle est intermédiaire entre celle des baies de la Vilaine et de Bourgneuf (présence de lits plus ou moins silteux avec des coquilles).

1.2. GRANULOMÉTRIE : FRACTION FINE - FRACTION GROSSIÈRE

La figure 65 présente une composition granulométrique moyenne des sédiments des diverses baies, en fonction de la profondeur.

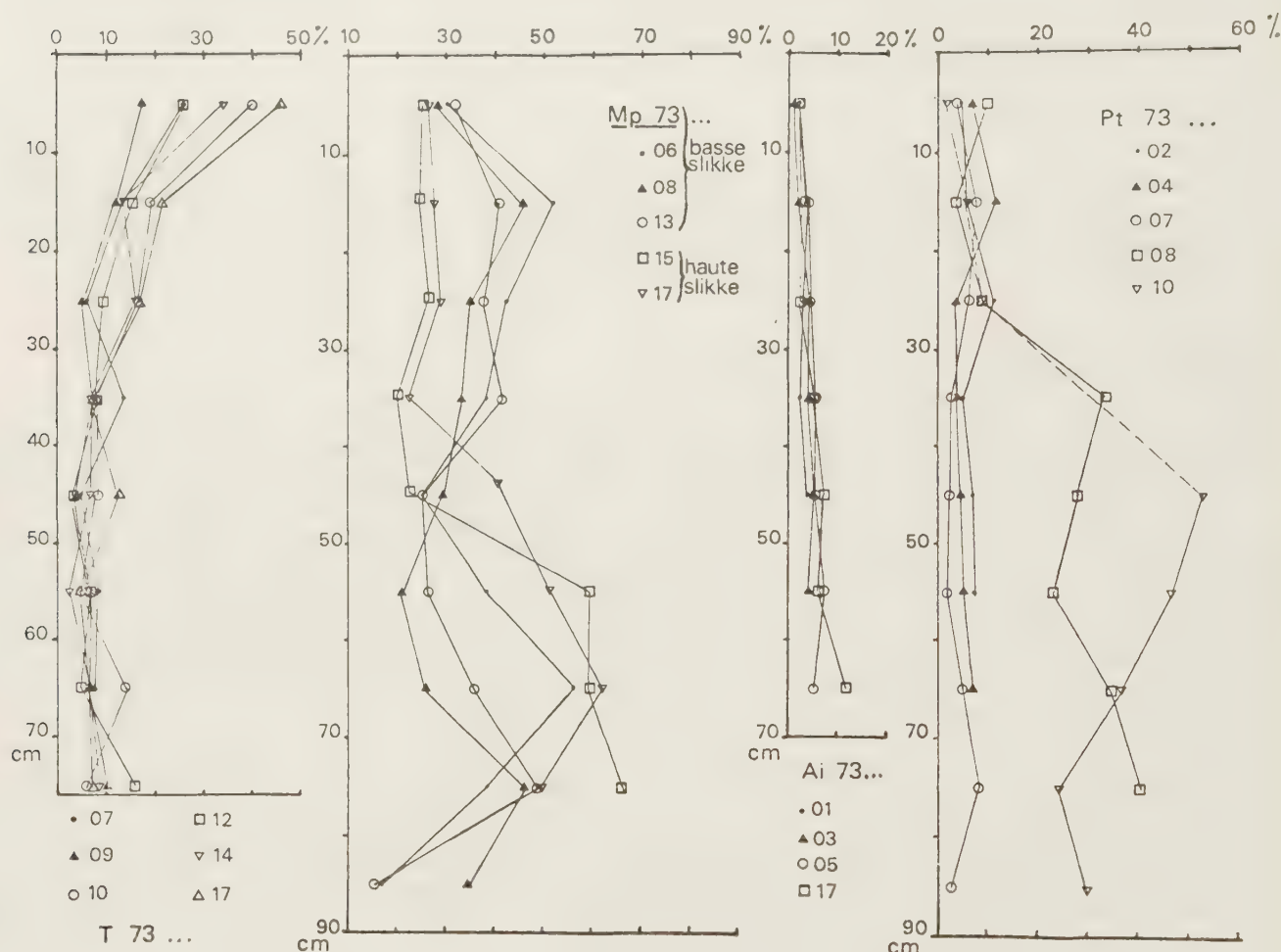


Fig. 65. — Pourcentage de la fraction grossière ($> 44 \mu$) dans quelques carottes des quatre vasières.

Les sédiments de la baie de la Vilaine possèdent une fraction grossière élevée en surface (15 à 45 %, dans les 10 premiers centimètres) mais qui descend à 20 % dans la partie 10-20 centimètres ; à partir de 20 centimètres, les sédiments, très homogènes, ne contiennent plus que 15 à 10 %, voire 5 % de sable fin.

En baie de Bourgneuf, nous rencontrons les plus fortes variations de fraction grossière. Comme les logs gamma et radio nous l'avaient montré, il existe deux séquences sédimentaires : de 0 à 50 cm environ. En surface, la fraction grossière varie de 50 à 20 %, tandis qu'au-dessous de 50 cm, elle dépasse largement, et à maintes reprises, les 50 %, atteignant 70 %.

La baie de l'Aiguillon présente un sédiment très homogène. En-dehors des coquilles entières de bivalves, la fraction sableuse est inférieure à 10 % et même 5 % sur toute la hauteur du sédiment.

De même, en baie d'Oléron, la partie superficielle, composée de vase actuelle, possède une fraction grossière toujours inférieure à 10 % ; le bri flandrien est très variable : d'inférieur à 10 %, rencontré 3 fois sur 4, il peut présenter 30 et même 50 % de sable fin ou grossier en bas des carottes, zone sableuse qui empêche une pénétration plus profonde du carottage. En effet, le bri flandrien présente souvent des "poches sableuses", au sein d'ensembles très fins, et un déplacement de quelques mètres, sur la vasière, peut faire rencontrer soit une vase très homogène, soit un sédiment plus sableux.

En résumé, de toutes les vasières observées, c'est la baie de Bourgneuf qui présente les sédiments les plus sableux, très rythmiques, avec alternance de lits sablo-vaseux et de lits vaseux, créant une "bonne perméabilité". Les autres baies possèdent un sédiment beaucoup plus homogène, avec peu de "turbidites", sauf pour la Baie de la Vilaine, à sa partie tout-à-fait superficielle (10 centimètres et même 5 centimètres, comme le montre l'examen radiographique). Ceci est un facteur très important pour le phénomène d'aspiration capillaire par évaporation, d'une part, et pour l'écoulement des eaux superficielles, d'autre part, lorsque la pression hydrostatique, due à la mer, s'abaisse brusquement lors des émerisions. Il serait donc logique de trouver de plus grandes variations chimiques interstitielles dans la vasière de Bourgneuf que dans les autres, du simple fait de la structure particulière des sédiments, fortement sableux, beaucoup plus perméables. C'est ce que nous observons dans les courtes émerisions de Mouillepieu, en baie de Bourgneuf, sur la pellicule superficielle.

2 - VARIATIONS DES ÉLÉMENTS MAJEURS

Les eaux interstitielles des sédiments carottés ont été obtenues, pour la grande majorité, par centrifugation, dans les mêmes conditions que pour les eaux de la pellicule superficielle. Il est donc possible de comparer les variations dans les deux types de sédiment. Cependant, pour les carottes de Piédemont plus compactes, les eaux interstitielles du bri flandrien sont extraites par pressage du sédiment. C'est pourquoi nous obtenons des eaux beaucoup plus liées au sédiment, et les variations obtenues sont peut-être dues à ce mode différent d'extraction des eaux.

Les graphiques, donnés en annexe, montrent les variations des chlorures, des rapports $\text{Ca}^{++}/\text{Cl}^-$, $\text{Mg}^{++}/\text{Cl}^-$, K^+/Cl^- , $\text{SO}_4^{--}/\text{Cl}^-$, du pH, de la réserve alcaline en fonction de la profondeur. Pour chaque station, nous avons prélevé plusieurs carottes, depuis le retrait de la mer jusqu'à son retour, pour tenter de mettre en évidence le mouvement des eaux phréatiques, sous la rupture hydrostatique due au retrait de la mer. L'intervalle entre le prélèvement de deux carottes successives est d'environ 1 heure et demie à deux heures.

2.1. LES CHLORURES

D'une façon générale, les chlorures ont tendance à diminuer avec la profondeur ; les variations vont, pour 1 mètre environ :

de 20 % à 18 % pour la Baie de Bourgneuf,

de 20 % à 17 % pour l'Anse de l'Aiguillon,

de 20 % à 19 % pour la Baie d'Oléron,

et de 17 à 14,5 % pour la Baie de la Vilaine, où les sédiments sont légèrement dessalés par l'influence directe de la Vilaine.

En hiver, il y a un dessalement de la surface de la vasière jusqu'à 50 centimètres environ. Au-dessous de ce niveau, les chlorures restent à la même teneur, hiver comme été. La surface pré-

sente, alors, une chlorosité de 15,5 ‰ pour la Vilaine, de 14 ‰ pour l'Aiguillon, avec un gradient positif en fonction de la profondeur, jusqu'aux 50 cm précités.

En résumé, la surface de la slikke, de 0 à 0,5 mètre, traduit les variations saisonnières (apports d'eau douce ou saumâtre qui abaisse la chlorosité), tandis qu'au-dessous des 50 premiers centimètres la teneur en chlorure tend à rester constante :

- 14,5 à 15 ‰ pour la baie de la Vilaine,
- 17 - 18 ‰ pour la baie de Bourgneuf,
- 17 ‰ pour l'Anse de l'Aiguillon,
- 19,5 ‰ pour la baie d'Oléron.

2.2. LE CALCIUM (rapport $\text{Ca}^{++} / \text{Cl}^- = 0,0213$ en eau océanique)

- Dans la baie de la Vilaine

Le rapport $\text{Ca}^{++} / \text{Cl}^-$ traduit un enrichissement en calcium des eaux interstitielles toujours supérieur à 0,0213.

Selon l'état de la surface, nous trouvons deux types de variation du rapport $\text{Ca}^{++} / \text{Cl}^-$:

- en hiver, lorsque la surface est dessalée, le rapport est très important, et il diminue en fonction de la profondeur,
- en été, la surface est plus salée, le rapport moins élevé, et il augmente en fonction de la profondeur.

En réalité, les variations sont faibles, et nous pouvons considérer le calcium comme variant peu, mais étant en concentration plus élevée que dans les eaux marines.

- Dans la baie de Bourgneuf

Il est nécessaire de distinguer haute et basse slikke ;

- basse slikke : sauf pour la station 4.06.73, où le Ca^{++} est déficitaire en surface, le rapport $\text{Ca}^{++} / \text{Cl}^-$ est en général plus élevé (0,023) que celui de l'eau normale, jusqu'à une profondeur de 30 - 40 cm. Il y a donc enrichissement en calcium sur les 40 premiers centimètres de la slikke. Au-dessous, le rapport $\text{Ca}^{++} / \text{Cl}^-$ diminue jusqu'à 0,017 - 0,018.

Le 4.06.73, le rapport est très inférieur à celui des eaux marines au-dessous de 50 centimètres, indiquant un appauvrissement très important du calcium (0,004 à 80 cm de profondeur).

- haute slikke : le rapport est inférieur à celui des eaux marines, variant autour de 0,019 le 12.11.73, de 0,017 le 17.10.72. Comme la surface est appauvrie en Ca^{++} , il y a un gradient positif depuis cette surface jusqu'à 30 cm, comme pour les sédiments de la basse slikke.

- Dans l'Anse de l'Aiguillon

La surface, jusqu'à 20 centimètres, présente un appauvrissement en Ca^{++} , le rapport étant inférieur à celui de l'Eau Normale. De 20 à 50 centimètres, le rapport $\text{Ca}^{++} / \text{Cl}^-$ augmente et devient supérieur à 0,0213, atteignant 0,023. Puis, au-dessous de 50 centimètres, il décroît jusqu'à 0,019 - 0,018.

- Dans la baie d'Oléron

Dans le sédiment actuel, la rapport $\text{Ca}^{++} / \text{Cl}^-$ a tendance à augmenter de 0,021 à 0,023 ; il se comporte donc comme dans les autres baies.

Dans le bri flandrien, le rapport $\text{Ca}^{++}/\text{Cl}^-$ augmente très fortement, pouvant atteindre 0,090. Les eaux interstitielles de ce bri sont, semble-t-il, plus riches en calcium, mais ces eaux ont été obtenues par pressage.

En résumé, si les 10 premiers centimètres de la slikke peuvent présenter un enrichissement ou un appauvrissement en calcium, la colonne de sédiment située entre 10 et 50 centimètres est toujours enrichie en ions Ca^{++} , quel que soit le lieu d'observation. Au-dessous de ce niveau, il y a un appauvrissement, qui peut aller jusqu'à la quasi disparition du calcium (cas de la station Mp. 4.06.73).

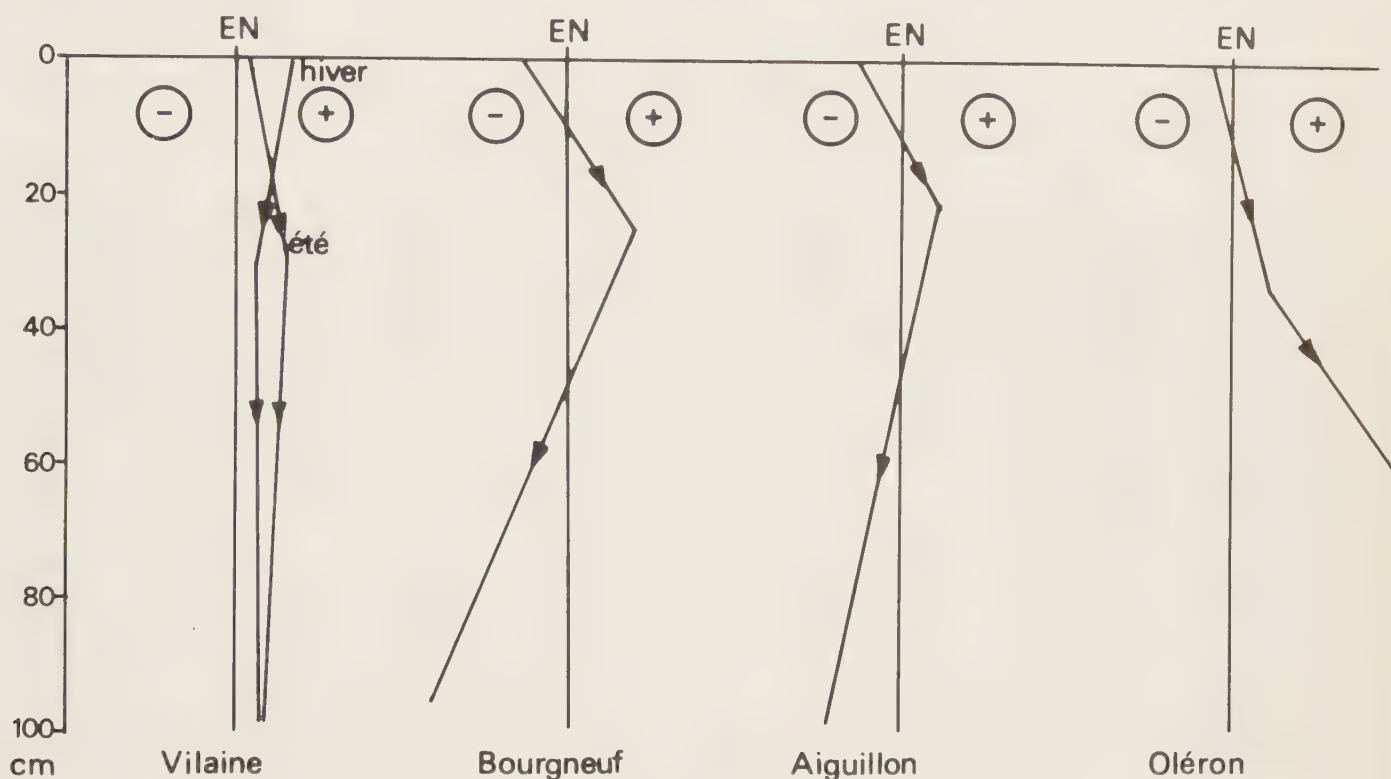


Fig. 66.— Schéma du sens des variations du rapport $\text{Ca}^{++}/\text{Cl}^-$ en fonction de la profondeur.

2.3. LE MAGNESIUM (rapport $\text{Mg}/\text{Cl}^- = 0,0668$ dans l'eau océanique)

— Dans la baie de la Vilaine

Le rapport $\text{Mg}^{++}/\text{Cl}^-$, d'une valeur en surface très légèrement inférieure à celle des eaux marines, décroît en fonction de la profondeur, pour atteindre 0,065 à 0,060 à 70 cm. Cependant, le 26.11.73, nous trouvons un gradient positif de la surface à 30 cm, où le rapport augmente de 0,062 à 0,067 (il semble ici que ce gradient soit dû à un déficit très important du magnésium à la surface de la slikke).

— Dans la baie de Bourgneuf

Quel que soit le lieu d'observation, le rapport est inférieur à celui des eaux océaniques, le magnésium décroît en profondeur, d'une manière pratiquement constante. Partant de 0,066, le rapport atteint 0,063 – 0,064 à 80 cm de la surface.

- Dans l'Anse d'Aiguillon

Nous trouvons les mêmes variations, avec les mêmes valeurs du rapport Mg^{++}/Cl^{-} .

- Dans la baie d'Oléron

En surface, dans le sédiment actuel, le rapport Mg^{++}/Cl^{-} est comparable à celui des eaux marines, mais cependant légèrement inférieur (0,065).

Dans le bri flandrien, le magnésium augmente plus ou moins selon les jours d'observation :

Rapport de 0,074 le 21.6.73,

0,079 le 19.7.73,

0,069 le 31.10 et 30.11.73.

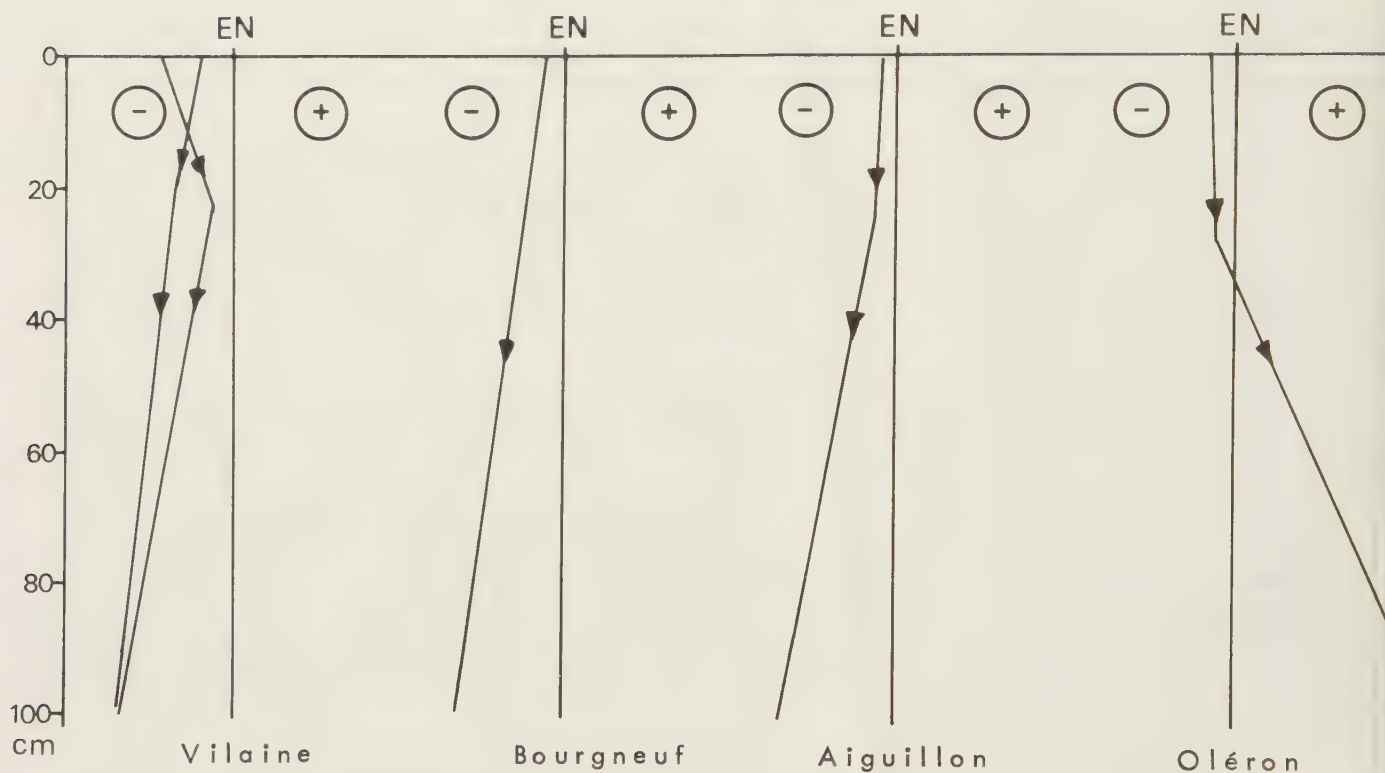


Fig. 67.— Schéma du sens de variation du rapport Mg^{++}/Cl^{-} en fonction de la profondeur.

En résumé, les eaux interstitielles du premier mètre de sédiment des slikkes montrent un appauvrissement en magnésium, allant croissant depuis la surface jusqu'à 1 mètre environ. Nous n'avons jamais observé un enrichissement en magnésium analogue à celui que nous avons décrit dans la pellicule superficielle (sauf dans les eaux du bri flandrien, obtenues par pressage, de la baie d'Oléron).

2.4. LE POTASSIUM

- Baie de la Vilaine

Le rapport K^{+}/Cl^{-} est toujours supérieur à celui des eaux océaniques (de 0,022 à 0,023), et peu variable, bien qu'il semble augmenter en fonction de la profondeur.

– Baie de Bourgneuf

Le potassium est peu variable (rapport supérieur à celui des eaux marines : 0,022 à 0,023). S'il semble augmenter en fonction de la profondeur, il peut cependant décroître (station 31.7.73), et devenir inférieur à celui de l'eau normale.

– Baie de l'Aiguillon

Le potassium augmente en fonction de la profondeur et est plus important que dans les deux autres baies (rapport de 0,024 à 0,025 à 70 centimètres).

– Baie d'Oléron

Le rapport K^+/Cl^- est très voisin des eaux marines dans la vase actuelle.

Dans les eaux du bri, le potassium augmente considérablement : rapport de 0,025 à 0,028, selon les observations, et pouvant atteindre 0,037 (le 8.8.72) à 60 centimètres.

En résumé, le potassium est en quantité plus importante dans les eaux interstitielles que dans les eaux marines. Cet enrichissement augmente en fonction de la profondeur. Ici encore, nous pouvons noter la différence de comportement du potassium entre les eaux interstitielles de la pellicule superficielle (tendance à s'appauvrir au cours de l'émersion), et les eaux des sédiments enfouis (enrichissement de plus en plus important vers les couches les plus profondes).

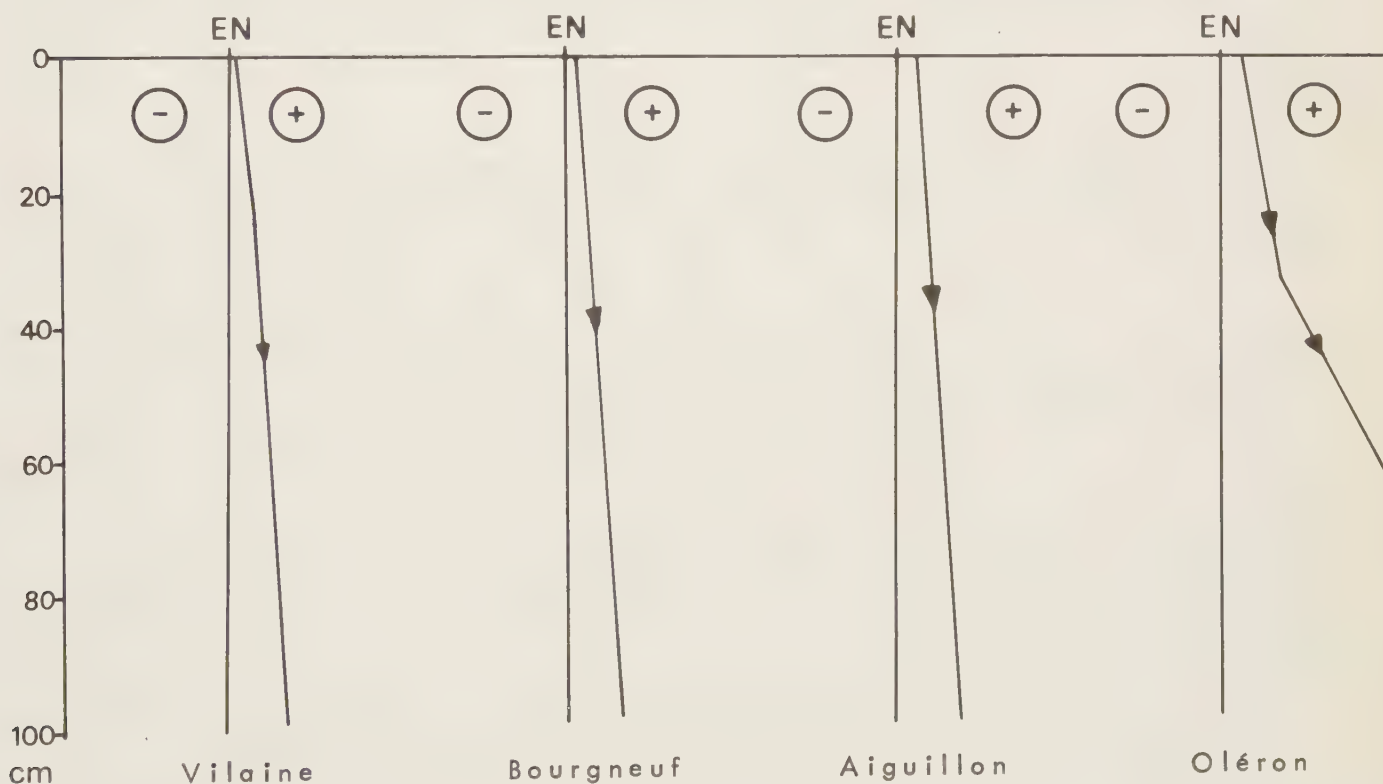


Fig. 68. – Schéma du sens de variations du rapport K^+/Cl^- en fonction de la profondeur.

2.5. pH DES EAUX INTERSTITIELLES EN FONCTION DE LA PROFONDEUR

– Baie de la Vilaine

Le pH peut être constant (de 7,7 à 7,8 le 17.7.73), mais peut croître avec la profondeur de 7,4 à 8, avec une rupture de gradient à 40 centimètres de profondeur :

de 0 à 40 cm : 7,5 à 7,6 peu variable

de 40 à 80 cm : 7,8 à 8,1.

— Baie de Bourgneuf et Anse de l'Aiguillon

Le pH tend à augmenter pour toutes les stations : de 7,5 à 8,0. Il peut atteindre 8,3, Ai.2.08.7 en profondeur.

— Baie d'Oléron

Dans la vase actuelle, le pH est compris entre 7,5 et 8,0, avec une moyenne de 7,7.

Dans le bri flandrien, le pH devient inférieur à 7,5 par passage progressif de la vase actuelle au bri. Il est de 7,3 en moyenne mais peut devenir acide (6,5 — 6,3 à 60 centimètres de la surface).

En résumé, le pH des eaux interstitielles est compris entre 7,5 et 8. Il a tendance à augmenter en profondeur, soit avec un gradient constant, soit en deux parties distinctes : de 0 à 40 cm, et de 40 à 90 cm. Dans le bri, le pH est plus faible et peut devenir acide.

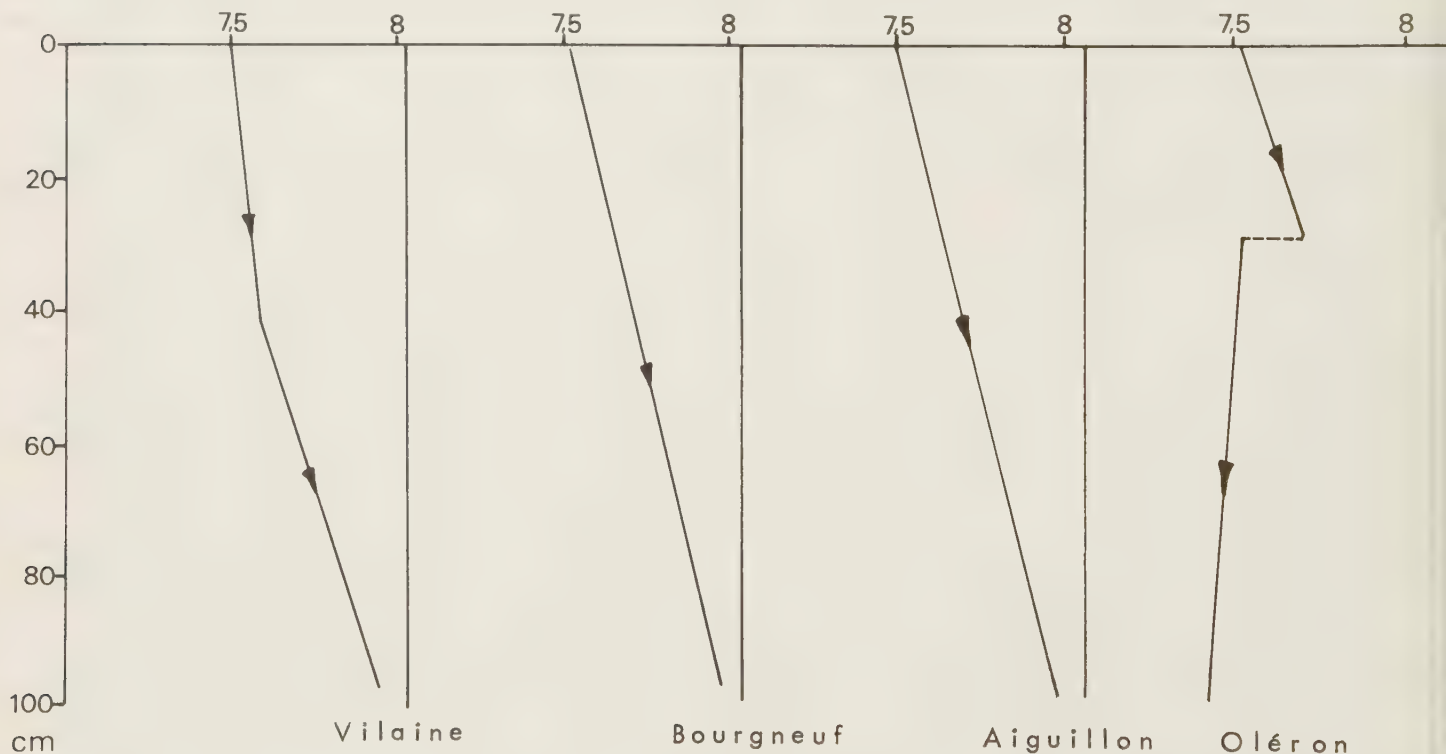


Fig. 69.— Schéma du sens de variations du pH en fonction de la profondeur.

2.6. LES SULFATES (rapport SO_4^{4-}/Cl 0,140 POUR LES EAUX Océaniques)

— Dans la baie de la Vilaine

Les sulfates sont en quantité très variable, mais présentent toujours un rapport SO_4^{4-}/Cl^- inférieur aux eaux océaniques : 0,140.

En surface (de 0 à 10 centimètres), les sulfates sont pratiquement absents, non dosables (17.7.73 — T. 73.08 — 26.11.73 : T. 73.15, 16 et 18). Pour les autres carottes, le rapport ne dépasse pas 0,05 — 0,06, soit moins de 1 g de SO_4^{--} .

Puis les sulfates augmentent jusqu'à une profondeur de 30 à 40 cm, atteignant un rapport de 0,100 à 0,120. Au-delà, la teneur en sulfate tend à régresser légèrement (17.7.73) ou à rester pratiquement constante (29.10.73 — 26.11.73).

— Dans la baie de Bourgneuf

Nous trouvons deux types de variations, selon l'emplacement des prélèvements.

— Sur la basse slikke

— la surface, de 0 à 30 cm, est riche en sulfate (rapport de 0,13 à 0,11, le 4.6.73), puis plus pauvre le 3.7.73 (de 0,08 à 0,07) et encore plus pauvre le 31.07.73 où les variations d'une carotte à l'autre sont importantes (de 0,08 à 0,04);

— en profondeur, au-dessous de 30 cm, les sulfates diminuent progressivement, jusqu'à 50 — 60 cm, où ils atteignent un rapport oscillant autour de 0,03 — 0,01, montrant pratiquement une disparition des sulfates.

Il existe de grands écarts entre les carottes d'une même série ; les mouvements des eaux phréatiques sont-ils responsables de ces variations ? Nous essaierons de répondre ultérieurement à cette question (Chapitre XIV).

— Sur la haute slikke

Nous observons le phénomène inverse : $\text{SO}_4^{--}/\text{Cl}^-$ faible en surface (de 0,06 à 0,01), puis augmentation en fonction de la profondeur (0,09 à 0,05), puis diminution jusqu'à 50 cm. Au-delà, la teneur en sulfate s'accroît. Les variations du rapport $\text{SO}_4^{--}/\text{Cl}^-$ figurent un S inversé : 2.

— Dans l'Anse de l'Aiguillon

La surface est appauvrie en sulfates (rapport de 0,08 à 0,05); puis, en profondeur, la teneur augmente jusqu'à 30 — 50 cm, atteignant 0,10 — 0,13, soit pratiquement le rapport des eaux océaniques. Au-delà de 50 cm, le rapport diminue (0,08 — 0,10).

— Dans la baie d'Oléron

Les sédiments actuels ont un rapport $\text{SO}_4^{--}/\text{Cl}^-$ compris entre 0,08 et 0,10. La faible épaisseur de ces sédiments (20 à 30 cm) ne permet pas de distinguer le sens du gradient (soit positif, soit négatif). Il semble cependant qu'il soit positif jusqu'à 30 cm (21.6.73 — 19.07.73 et 31.10.73).

Dans le bri flandrien, les sulfates augmentent considérablement : rapport de 0,30 le 19.07.73, de 0,14 à 0,21 le 31.10.73, de 0,08 à 0,20 le 30.11.73.

En résumé, les sulfates de l'eau interstitielle des carottes possèdent deux comportements :

- gradient positif dans les sédiments de haute slikke, soit un enrichissement en SO_4^{--} en fonction de la profondeur,
- gradient négatif dans les sédiments de basse slikke, soit un appauvrissement en SO_4^{--} en fonction de la profondeur.

Cependant, le rapport $\text{SO}_4^{--}/\text{Cl}^-$ indique que ces eaux sont toujours appauvries en sulfate par rapport à la teneur des eaux océaniques et des eaux interstitielles de la pellicule superficielle, sauf, bien entendu, pour les eaux interstitielles du bri flandrien de la baie d'Oléron.

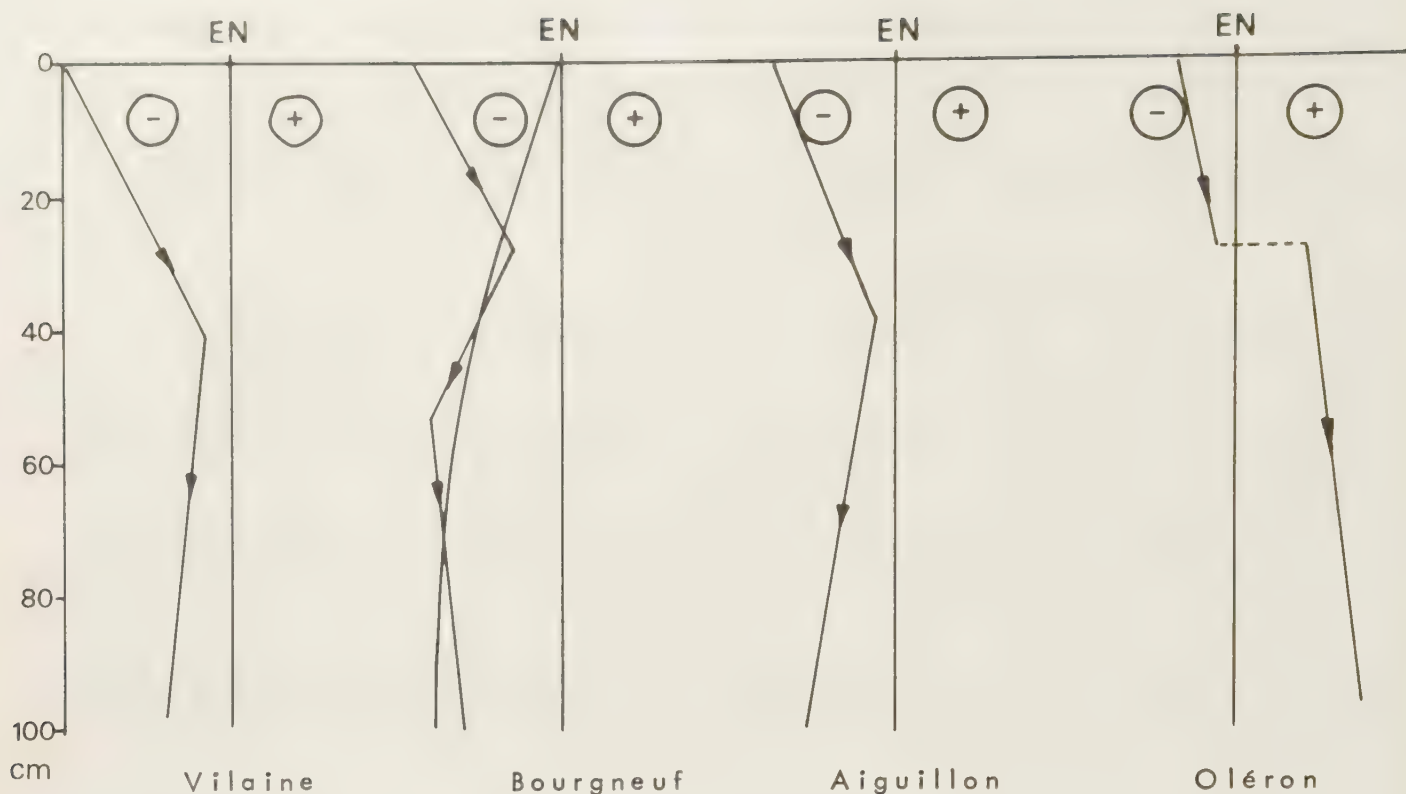


Fig.70.— Schéma du sens de variation du rapport $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ en fonction de la profondeur.

Les variations d'une carotte à l'autre au cours d'une même émergence sont importantes. Cela proviendrait du mouvement des eaux phréatiques plus ou moins riches en sulfates, créés par l'abaissement hydrostatique des eaux phréatiques lors du retrait de la mer à marée basse.

2.7. LA RÉSERVE ALCALINE

— Dans la baie de la Vilaine

La réserve alcaline, forte en surface (de 0 à 10 cm, 30 à 50 meq./l), décroît jusqu'à 30-40 cm où elle atteint 10 à 15 meq./l. Puis elle augmente très légèrement (15 à 20 meq./l de 40 cm à 90 cm). Elle suit donc une variation inverse par rapport aux sulfates.

— Dans la baie de Bourgneuf

Comme pour les sulfates, la réserve alcaline varie différemment selon le lieu d'observation.

— basse slikke :

La réserve alcaline est plus faible en surface (10 à 15 meq./l, ou 30 à 40 meq./l), qu'en profondeur où elle augmente pour atteindre 50 meq./l à 90 cm.

D'une carotte à l'autre, la réserve alcaline varie peu au cours d'une même émergence (principalement 3.07.73 et 31.07.73).

— haute slikke :

D'une forte valeur en surface (40 à 50 meq./l), la réserve alcaline décroît jusqu'à 25 cm, puis augmente et redécroît vers la profondeur (30 meq./l en bas de carotte), soit une figure de variation en forme d'S.

— Dans l'Anse de l'Aiguillon

L'intervalle de variation de la réserve alcaline est plus faible ici que dans la baie de Bourgneuf (de 10 à 30 meq./l). De forte en surface (30 meq./l), elle décroît jusqu'à 30 cm à 15 meq./l et augmente faiblement ensuite (20 meq./l).

— Dans la baie d'Oléron

La réserve alcaline du sédiment actuel varie de 10 à 30 meq./l, avec une tendance à décroître vers la limite vase actuelle - bri. D'une façon générale, elle augmente lorsque les sulfates diminuent.

Dans le bri flandrien, la réserve alcaline décroît fortement : jusqu'à 2 meq./l et même 1,5 meq./l (31.10.73), soit des valeurs beaucoup plus faibles que celle des eaux océaniques (2,3 à 2,6). Cet appauvrissement de la R.A correspond à la forte augmentation des sulfates.

En résumé, la réserve alcaline des eaux interstitielles des sédiments prélevés en carottes est beaucoup plus élevée que celle des eaux interstitielles de la pellicule superficielle. Comme pour les sulfates, elle présente deux types de variations :

- gradient négatif sur les hautes slikkes,
- gradient positif sur les basses slikkes,

soit une relation inverse des sulfates et de la R.A., dont nous reparlerons dans le chapitre suivant.

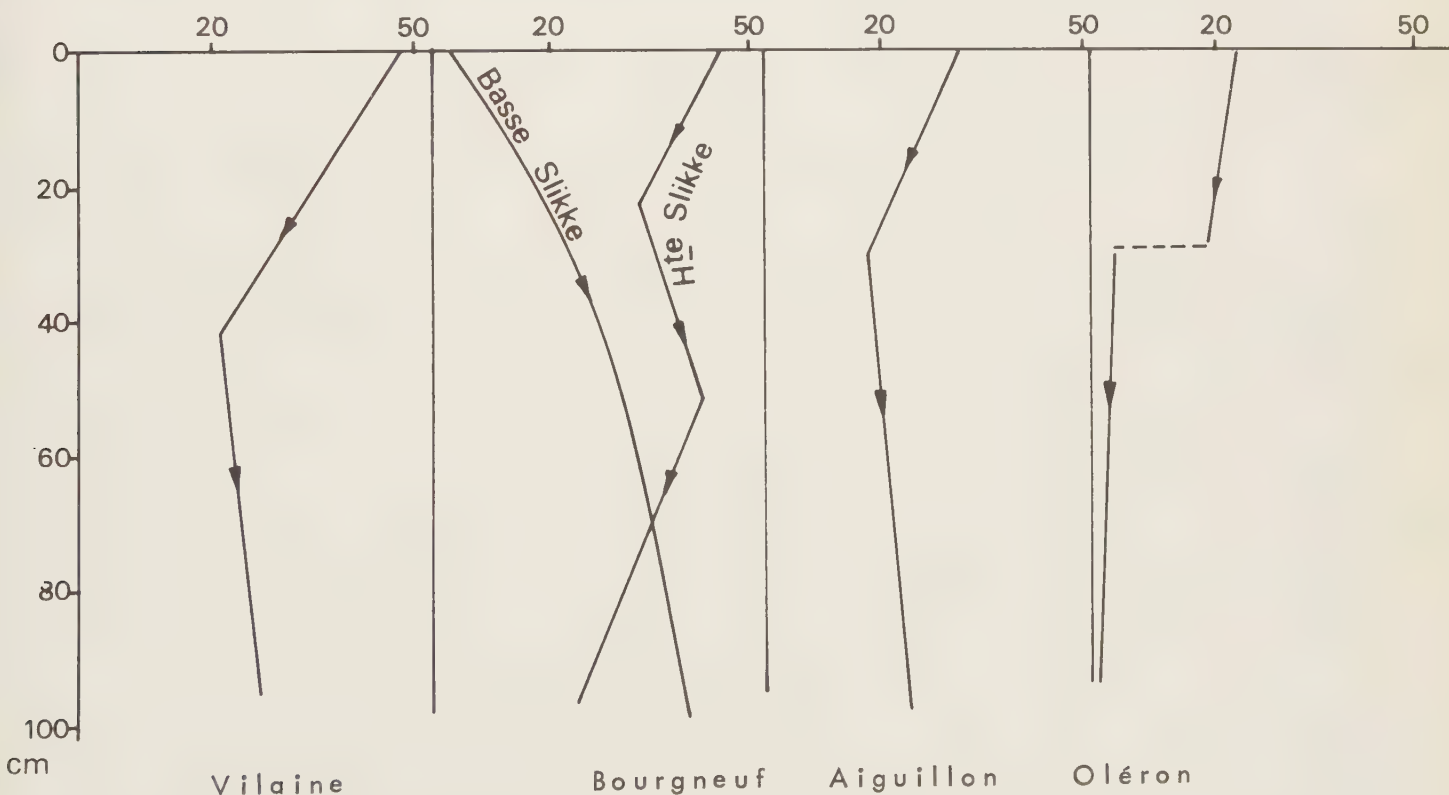


Fig. 71.— Schéma du sens de variation de la réserve alcaline en fonction de la profondeur.

2.8. SILICE DISSOUTE

— Dans la baie de la Vilaine

La silice dissoute des eaux interstitielles des sédiments carottés est en quantité très importante (30 à 50 mg/l). Sur le premier mètre, il y a une tendance à la diminution en fonction de la profondeur.

— Dans la baie de Bourgneuf

La silice dissoute varie de 30 à 60 mg/l. Depuis la surface, elle augmente jusqu'à 30 cm, puis diminue légèrement en profondeur pour devenir inférieure à la teneur de la surface (dans les séries 31.07.73 et 12.11.73), ou reprendre sa valeur superficielle (dans les autres séries).

— Dans l'Anse de l'Aiguillon

La silice varie de 20 à 40 mg/l; elle présente un maximum, vers 30 cm, qui cependant est moins net que celui des carottes de la baie de Bourgneuf.

— Dans la baie d'Oléron

Dans le sédiment actuel, la silice varie de 40 à 60 mg/l en surface, avec une légère augmentation en fonction de la profondeur.

Il y a une coupure très nette entre les teneurs en silice dissoute des eaux interstitielles actuelles et celles du bri flandrien, où l'on ne trouve plus que 10 à 20 mg/l sur toute la colonne de bri, sans rencontrer de grandes variations.



Fig. 72.— Schéma du sens de variation de la SiO_2 dissoute en fonction de la profondeur.

En résumé, l'eau interstitielle des sédiments carottés des différentes slikkes est très riche en silice dissoute (de 30 à 60 mg/l, variable selon les régions). Il existe un maximum de cette silice vers 30 cm de profondeur. Il est à remarquer que les teneurs en SiO_2 dissoute des différentes carottes au cours d'une même émergence varient peu à une même profondeur. Si les eaux phréatiques se déplacent dans la vase, on voit qu'elles contiennent une quantité égale de silice dissoute, fonction de la profondeur à laquelle elles circulent.

3 - CONCLUSION

La description des variations des éléments majeurs des eaux interstitielles du premier mètre de sédiment des slikkes met en évidence plusieurs phénomènes.

– les augmentations de salinité observées sur la pellicule superficielle, lors des émergences, ne se retrouvent pas dans les sédiments en profondeur. Malgré les différences d'échelles (mesures tous les dix centimètres dans les carottes, et mesures sur le premier millimètre de la pellicule superficielle), les chlorures présentent toujours un gradient progressif, et non de brutales variations. Il y a donc homogénéisation des eaux interstitielles dans le premier mètre de sédiment des slikkes, sans fossilisation ou piégeage d'eau plus ou moins salée.

– cette homogénéisation peut se faire selon deux processus différents, mais aboutissant aux mêmes résultats ;

-1- par le mouvement des eaux phréatiques : chlorosité plus faible en hiver qu'en été, sur les 50 premiers centimètres, mais avec variations brutales de la teneur en sulfates ;

-2- par l'ascension capillaire des eaux interstitielles, lors de l'intense évaporation des émergences diurnes.

– le cortège ionique majeur des eaux interstitielles est très différent de celui des eaux marines. Il diffère aussi d'une région à l'autre, et selon la position altimétrique sur la slikke : près du schorre, ou au niveau des basses mers de mortes-eaux.

La pellicule superficielle, contenant une eau interstitielle dont les caractères chimiques sont très proches des eaux océaniques, verra son eau interstitielle évoluer sous les apports de l'ascension capillaire, qui conduira, vers la surface, des eaux de composition ionique très différente. C'est ce que nous avons vu au chapitre des eaux interstitielles de la pellicule superficielle (p. 179).

Les eaux capillaires ascensionnelles, d'après la description des carottes, apporteront :

- un déficit en magnésium (le rapport $\text{Mg}^{++}/\text{Cl}^-$ est inférieur à celui des eaux marines),
- un excès en K^+ (rapport K^+/Cl^- plus élevé que dans les eaux océaniques),
- un déficit en SO_4^{--} (rapport $\text{SO}_4^{--}/\text{Cl}^-$ souvent très inférieur à celui des eaux marines),
- un excès de réserve alcaline,
- un excès de SiO_2 dissoute.

En réalité, dans les eaux interstitielles de la pellicule superficielle, nous observons : un excès en Ca^{++} , Mg^{++} , SO_4^{--} , réserve alcaline et SiO_2 dissoute, un déficit en K^+ . Il y a donc une grande différence entre les sels de la pellicule superficielle et ceux qu'apporte l'ascension capillaire, lors de l'évaporation. Doit-on faire intervenir les eaux interstitielles très profondes dans le processus d'ascension capillaire ? Nous le pensons, car au cours d'une émergence dans les conditions les plus favorables, nous avons calculé l'évaporation à 1 mm d'eau par unité

de surface. La teneur en eau varie peu par évaporation, et ce millimètre d'eau évaporée demande une forte ascension capillaire, pour que l'ensemble eau-sédiment conserve ses propriétés. Elle intéresse sûrement les dix premiers centimètres, car la teneur en eau décroît très vite en fonction de la profondeur : environ 100 %, alors que la pellicule superficielle reste voisine de 200 % en fin d'émersion. Des observations, millimètres par millimètres, depuis l'interface, donneront peut-être des renseignements précieux.

Les observations chimiques faites sur les eaux interstitielles de la pellicule superficielle, et sur celles des sédiments prélevés par carottage, semblent conférer une certaine individualité à chacune de ces séquences sédimentaires. Nous allons tenter de relier les divers phénomènes dans le chapitre suivant.

■■■■■■■■■■

CHAPITRE XIV

CORRÉLATIONS ENTRE LES EAUX INTERSTITIELLES DE LA PELLICULE SUPERFICIELLE ET CELLES DU PREMIER MÈTRE DE SÉDIMENT

Avant de tenter une corrélation entre les variations chimiques dans les eaux interstitielles de la pellicule superficielle, et celles des sédiments du premier mètre des vasières, nous allons décrire les principaux facteurs physico-chimiques responsables des variations observées, et le rôle de la matière organique.

1 - FACTEURS PHYSICO-CHIMIQUES RÉGISSANT LES RÉACTIONS CHIMIQUES EAU-SÉDIMENT

1.1 pH

Sur les vasières, le pH du complexe eau-sédiment est en général alcalin. DEBYSER (1961) a mesuré, in-situ, le pH de la pellicule superficielle d'une slikke fluvio-marine, à la Rochelle (17) (fig. 73) :

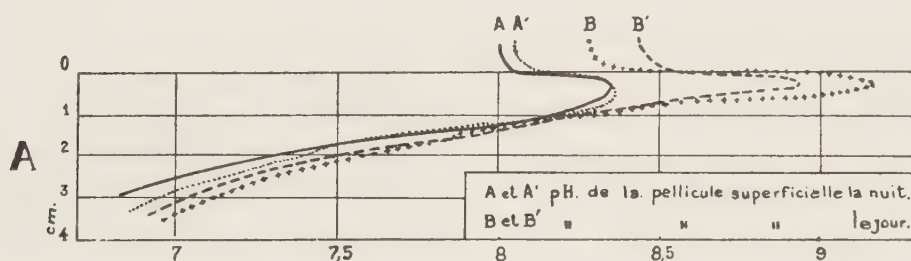


Fig. 73. — Variations du pH dans la pellicule superficielle (vasière du Bout Blanc — La Rochelle) selon DEBYSER (1961).

— Sur les 4 premiers centimètres, de jour, le pH varie de 8,5 tout-à-fait à la surface, à 9,2 dans les 3 premiers millimètres, puis décroît très vite pour descendre au-dessous de 7, entre 3 et 4 cm.

La nuit, l'évolution en fonction de la profondeur reste la même, mais au niveau 3 mm, le pH n'atteint que 8,3-8,4.

Sur une épaisseur de sédiment plus importante (fig. 74), DEBYSER observe un pH acide, du niveau -2 à -3 cm sous la surface, jusqu'au niveau 20 cm ; au-delà, le pH redevient basique.

L'activité biologique agit fortement sur le pH ; ainsi, une obscurité, maintenue plusieurs jours, provoque un abaissement très important du pH, qui peut devenir acide, sous les premiers centimètres superficiels des vasières. L'acidification serait due à un dégagement de CO_2 , provenant de la respiration des micro-organismes (diatomées, faune des slikkes).

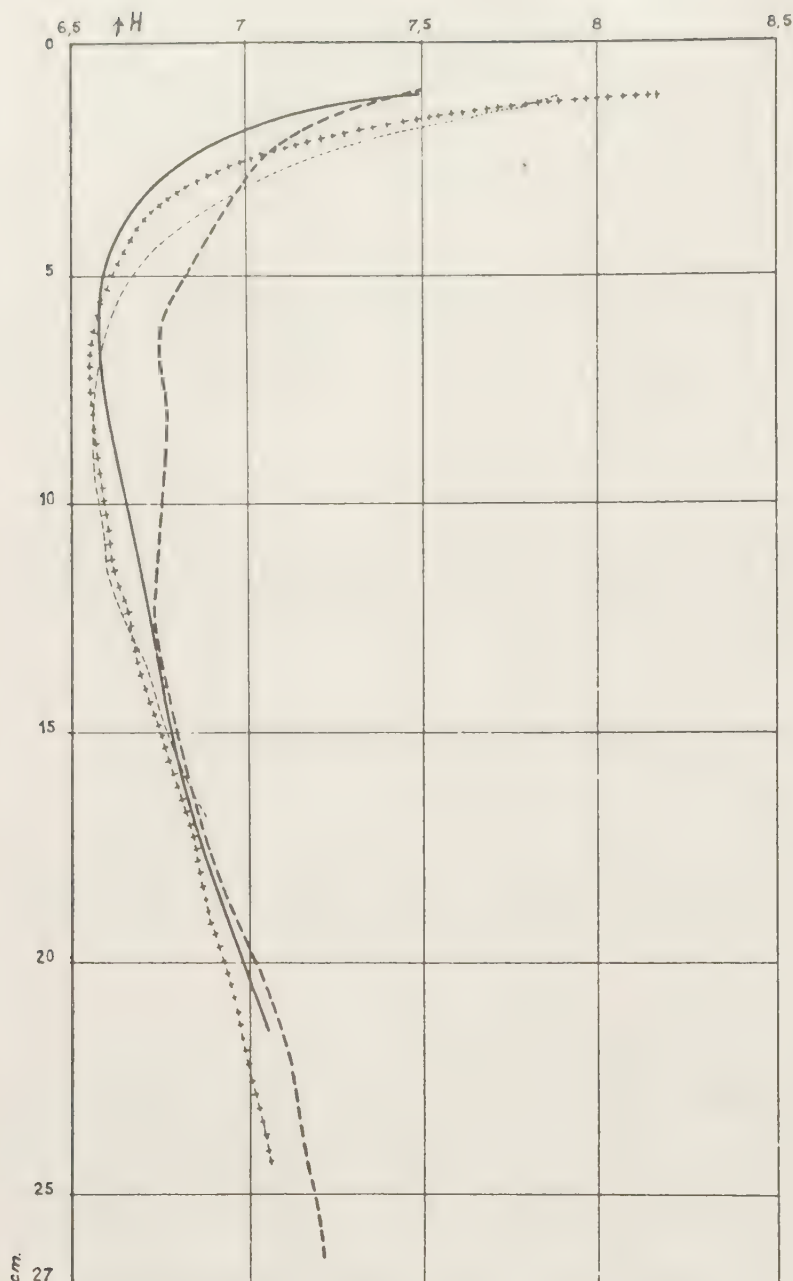


Fig. 74.— Variation du pH en fonction de la profondeur pour 4 échantillons de vase fluvio-marine (vasière du Bout-Blanc - 21.10.51), selon DEBYSER (1961).

Il y a donc, sur la slikke, un niveau à pH acide très proche de la surface, d'où la possibilité de dissolution des carbonates.

1.2. LE POTENTIEL REDOX

Au moment de l'émersion, à l'interface air-sédiment, on retrouve des gradients de concentration en oxygène (CALLAME, 1967), car il existe des échanges d'oxygène entre l'atmosphère et le sédiment par diffusion. CALLAME a pu mesurer, millimètre par millimètre, le potentiel redox de l'interface air-sédiment de la même vasière, dont DEBYSER avait étudié le pH (fig. 75).

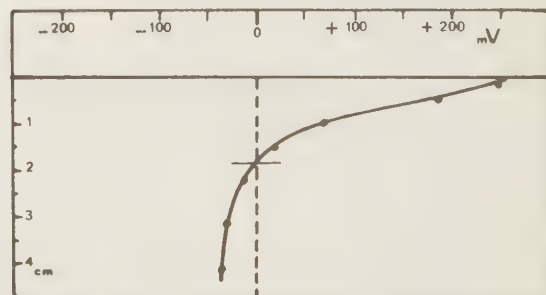


Fig. 75.— Courbe de potentiel établie dans les premiers centimètres d'une vase marine riche en matière organique, confinée sous une mince couche d'eau de mer (selon CALLAME - 1967).

Un sédiment en contact avec l'air présente un potentiel redox de +200 en surface, qui décroît très rapidement, et devient négatif aux environs d'un centimètre. Ainsi, dans la pellicule superficielle, on passe très rapidement d'un milieu oxydant à un milieu réducteur, c'est-à-dire avec possibilité de réduction de la matière organique et des sulfates. Le potentiel redox reste négatif lorsqu'on continue à descendre dans la colonne de sédiment. Nos observations sur la diminution des sulfates sont donc bien en accord avec les mesures du potentiel redox.

1.3. RÔLE DES ARGILES

1.3.1. INFLUENCE DE LEUR CHARGE NÉGATIVE

Les minéraux argileux possèdent des charges négatives provenant, soit de la substitution d'ions trivalents par des ions bivalents (Al^{+++} par Mg^{++} dans les couches octaédriques), soit de la

substitution d'ions tétravalents par des ions trivalents (Si^{4+} par Al^{+++}), dans les couches tétraédriques. De plus, les cassures des cristaux argileux peuvent entraîner des ruptures de liaisons, soit au niveau des oxygènes (charge négative), soit au niveau des cations (charge positive) (LAVE, 1972).

De cette charge négative, les argiles tirent la particularité d'adsorber des molécules d'eau, et les cations en solution (double couche de Gouy-Chapman).

1.3.2. INFLUENCE DE LEUR CAPACITÉ D'ÉCHANGE

Du fait de leur charge négative, les argiles peuvent fixer des cations, mais de façon non définitive. Il est alors possible de les remplacer au sein d'une réaction telle que :



dans laquelle le Ca^{++} est éliminé par percolation (DUCHAUFOR, 1965).

1.3.3. INFLUENCE DE LEUR SURFACE SPÉCIFIQUE

MOREL (1971) a mesuré la surface spécifique de sédiment de l'estuaire de la Loire : de 35 à 60 m²/g de sédiment, chiffre très voisin des valeurs citées par MEADE (1964) pour l'illite (65 à 100). Les hydroxydes de fer entrent pour une grande part dans cette surface spécifique du sédiment global.

Cette grande surface spécifique permet donc un contact très étroit entre le sédiment, l'eau liée, et l'eau libre interstitielle dont nous analysons ici les propriétés.

1.4. ROLE DE LA TEMPÉRATURE

Dans le chapitre X (p. 155 à 159), nous avons décrit les variations de température de la pellicule superficielle au cours des émergences diurnes et nocturnes. Les élévations thermiques observées (chapitre X) lors des fortes insulations peuvent être responsables d'une augmentation de solubilité des divers constituants des eaux interstitielles, principalement de la SiO_2 dissoute, par rapport à la silice amorphe (de 70 ppm à 0°, à 120 ppm à 25°, selon KRAUSKOPF, 1959, in SIEVER, 1972), ou par rapport au quartz (de 3 ppm à 0°, à 10-11 ppm à 25°, SIEVER, 1962).

1.5. ROLE DE L'ÉVAPORATION

Au cours du chapitre VI (p. 89 à 105), l'étude des variations de la teneur en eau met en évidence le facteur "évaporation". Sans influencer directement la teneur en eau des pellicules superficielles, elle provoque une concentration des éléments chimiques dissous dans les eaux interstitielles, et une ascension capillaire des eaux connées sous-jacentes.

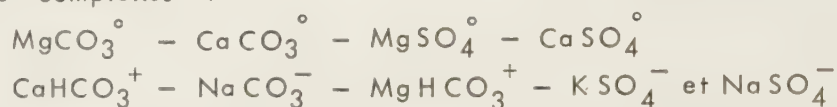
L'évaporation d'une eau marine, en milieu clos, provoque selon JAUZEIN (1968)

- une précipitation totale des ions bicarbonates, avant que la concentration n'atteigne 2. Une partie des ions calcium précipite, pour constituer du carbonate de calcium (aragonite) CaCO_3 .
- Dès que le volume initial est réduit au tiers, tout le calcium présent a précipité sous forme de sulfate de Ca.
- Puis l'évaporation continuant, le chlorure de sodium commence à précipiter, lorsque l'eau atteint le dixième du volume initial.
- Et enfin précipitent les sels de Mg et de K.

Ainsi, sur les vasières, où nous avons rencontré des concentrations de 1,5 à 2 fois supérieures à la normale, nous devrions avoir la quasi disparition des ions bicarbonates, et déficit en ion Ca^{++} , ce qui est très rarement le cas, surtout pour le calcium. Pour les ions bicarbonates, la technique de dosage (neutralisation des eaux par un acide fort), ne permet pas de déterminer la teneur en ion CO_3H^- , mais seulement la différence ou le déficit des anions ou des cations vis-à-vis les uns des autres : la réserve alcaline (voir paragraphe suivant, p. 217).

1.6. ROLE DES « COMPLEXES » OU DES ASSOCIATIONS D'IONS MAJEURS DANS L'EAU DE MER (et dans les eaux interstitielles).

Parmi les ions majeurs contenus dans une eau de mer, certains ont la possibilité de s'associer en paires d'ions, ou "complexes" :



diminuant ainsi la quantité en ions libres de chaque espèce. GARRELS et THOMPSON (1962) furent les premiers à calculer les pourcentages d'association de ces ions, à partir des coefficients d'activité de chaque élément mesurés au laboratoire ;

— pour une eau de mer ayant une chlorinité de 19 ‰, à pH 8,1, à 25° et sous une pression totale d'une atmosphère, la distribution des ions majeurs est la suivante (Tableau 34).

Cation	Molalité	Ion libre	Me SO ₄	Me H CO ₃	Me CO ₃	
Na ⁺	0,4752	99	1,2	0.01	/	
K ⁺	0,0100	99	1,0	/	/	
Mg ⁺⁺	0,0540	87	11	1.0	0.3	
Ca ⁺⁺	0,0104	91	8	1.0	0.2	
Anion	Molalité	Ion libre	Na A	K A.	Mg A.	Ca A.
SO ₄ ⁻⁻	0,0284	54	21	0.5	21.5	3
HCO ₃ ⁻	0,00238	69	8	/	19	4
CO ₃ ⁻⁻	0,000269	9	17	/	67	7

Tableau 34.— Distribution des ions majeurs dans une eau de mer à 19 ‰ de chlorinité, à pH 8,5, à 25° et sous une pression totale d'une atmosphère, selon GARRELS et THOMPSON (1962).

D'autres auteurs ont repris ces mesures et ces calculs pour différentes pressions et températures : HANOR (1969) in RILEY et CHESTER (1971), p. 73 ; KESTER et PYTKOWICZ (1970) ; ELGQUIST et WEDBORG (1972) ; et enfin DYRSSEN et WEDBORG (1974).

Si quelques différences apparaissent entre ces auteurs, elles sont minimes. Dans les vasières littorales, la pression est constante (pression atmosphérique) et la température varie de 0° à 30°. Pour tous les auteurs, les deux cations Ca^{++} et Mg^{++} et les trois anions HCO_3^- , CO_3^{--} et SO_4^{--} constituent les principales paires d'ions. Mais, c'est surtout le magnésium qui "com-
plexe" les anions. Le potassium et le sodium sont entièrement à l'état d'ion libre, alors que Ca^{++} et Mg^{++} ne sont libres qu'à 90 %, les sulfates à 55 %, les bicarbonates à 70 % et les carbonates à 9 % seulement.

Si ces associations ioniques sont bien mises en évidence dans les eaux océaniques, elles doivent de même exister dans les eaux interstitielles des vases marines. Lors des études sur les variations chimiques des eaux interstitielles de la pellicule superficielle, nous avons associé de différentes manières les cations et les anions, pour tenter de rechercher une corrélation directe. La meilleure de toutes est la relation $\text{SO}_4^{--} \% = 1,04 \text{Mg}^{++} \%$, indiquant que sulfate et magnésium augmentent sensiblement de la même quantité au cours des émerisions, alors que la relation $\text{SO}_4^{--} / \text{Ca}^{++}$ n'est pas directe (déficit en Ca^{++}), et la relation $\text{SO}_4^{--} / \text{K}^{+}$ encore moins.

Faut-il relier ces variations identiques de SO_4^{--} et de Mg^{++} dans la pellicule superficielle à l'existence de cette association ionique $\text{SO}_4 \text{Mg}^0$, bien que le couple $\text{SO}_4^{--} - \text{Ca}^{++}$, constituant un "complexe" aussi important que les deux premiers, ne traduise pas une aussi bonne relation ? Nous reviendrons sur cette hypothèse après avoir décrit le rôle de la matière organique sur le système sulfates/sulfures/matière organique et sur la réserve alcaline.

1.7. ROLE DE LA MATIERE ORGANIQUE - SYSTEME SULFATES - RESERVE ALCALINE

Les sédiments des vasières possèdent une quantité importante de matière organique, exprimée généralement en pourcentage de carbone ou d'azote organiques par rapport au poids de sédiment sec.

1.7.1. DANS LA PELLICULE SUPERFICIELLE (Tableau 35)

La matière organique varie au cours de l'émerision ; par exemple, la station Pt. 27.9.73 voit le carbone organique passer de 1,47 % à 2,29 %, tandis que l'azote augmente de 0,23 à 0,39, le rapport C/N diminuant de 6,4 à 5,9. Ainsi, au cours de l'émerision, le carbone et l'azote organiques augmentent simultanément, et le rapport C/N varie peu. Dans le cas ci-dessus, la matière organique a augmenté de 55 % de sa valeur initiale au cours de l'émerision.

Ces augmentations ont principalement lieu l'été, lors des forts ensoleillements (voir le tableau de la baie de Bourgneuf et de la baie d'Oléron). Par contre, dans les baies de la Vilaine et de l'Aiguillon, la matière organique semble pratiquement constante en hiver et en été au cours des émerisions (sauf la station T. 30.8.73 où la teneur initiale semble très faible et où entre la 2ème et le 3ème heure, on trouve 35 % d'augmentation).

La matière organique de la pellicule superficielle peut donc, dans certains cas, augmenter très rapidement, par suite de la photosynthèse pendant les heures d'émerision.

1.7.2. DANS LES CAROTTES (Tableau 36)

Nous n'avons pas beaucoup de mesures, sauf dans la baie d'Oléron (ce qui permet de comparer le bri flandrien avec les vases actuelles). Cependant, dans une carotte de la baie de Bourgneuf, du 4.6.73, où nous avons observé une disparition quasi-totale du Ca^{++} et des sulfates, la matière organique est assez variable. Le carbone (1,32 % en surface, teneur analogue à celles trouvées dans la pellicule superficielle), peut diminuer dans les sédiments silteux (0,74 % au niveau 60-65 cm, 0,95 % au niveau 90-95), alors que l'azote organique diminue lui aussi pour donner un rapport C/N quasiment constant (6,3 à 7,0). Il n'y a donc pas de variations continues de la matière organique en fonction de la profondeur.

Dans la baie d'Oléron, la teneur en matière organique de la vase actuelle ne présente pas de grandes différences avec la teneur initiale dans la pellicule superficielle, immédiatement après l'émerision: (C voisin de 1,35 %, N de 0,21 %, rapport C/N : 6,3). Par contre, le bri flandrien montre un enrichissement en C organique, les 21.6.73, 19.7.73 et 30.11.73, alors que N diminue, le rapport devient supérieur à 10. Le 31.10.73, au contraire, le carbone diminue, de même que l'azote, et le rapport C/N est très légèrement supérieur à celui des vases actuelles.

Tableau 35.- Variations, au cours des émerisions, de la matière organique dans le sédiment constituant la pellicule superficielle.

Durée d'émerision en heure		5'	1 h	2 h	3 h	4 h	5 h	6 h	Nuit
T. 6.3.73 Hiver	C %	1,64	1,73	1,70	1,79	1,76	/	/	1,76
	N %	0,25	0,30	0,25	0,30	0,28	/	/	0,27
	C/N	6,6	5,8	6,8	6,0	6,3	/	/	6,5
T. 30.8.73 Eté	C %	0,55 ?	1,35	1,25	1,72	1,42	/	/	/
	N %	0,12 ?	0,26	0,24	0,33	0,27	/	/	/
	C/N	4,6 ?	5,2	5,2	5,2	5,3	/	/	/
C. 20.2.73 Hiver	C %	1,71	1,71	1,75	1,83	1,86	1,87	1,66	1,68
	N %	0,34	0,35	0,33	0,31	0,37	0,33	0,35	0,38
	C/N	5,0	4,9	5,3	5,9	5,0	5,7	4,7	4,4
Mp. 3.7.73 Eté	C %	1,48	1,35	1,87	2,02	1,84	1,86	/	1,38
	N %	0,30	0,26	0,39	0,39	0,34	0,33	/	0,23
	C/N	4,9	5,2	4,8	5,2	5,4	5,6	/	6,0
Ai. 22.2.73 Hiver	C %	1,59	1,66	1,71	1,66	1,62	1,68	1,81	1,65
	N %	0,30	0,30	0,32	0,29	0,29	0,28	0,31	0,30
	C/N	5,3	5,5	5,3	5,7	5,6	6,0	5,8	5,5
Ai. 5.7.73 Eté	C %	1,71	1,69	1,74	1,72	1,82	1,75	/	1,74
	N %	0,30	0,31	0,31	0,32	0,32	0,32	/	0,31
	C/N	5,7	5,5	5,6	5,4	5,7	5,5	/	5,6
Pt. 8.03.73 Hiver	C %	1,57	1,63	1,56	1,55	1,75	1,62	1,85	1,40
	N %	0,29	0,30	0,30	0,29	0,32	0,32	0,33	0,26
	C/N	5,4	5,4	5,2	5,3	5,5	5,1	5,6	5,4
Pt. 19.7.73 Eté	C %	1,38	1,70	1,99	2,34	1,97	1,86	1,54	1,28
	N %	0,27	0,33	0,36	0,33	0,30	0,29	0,27	0,26
	C/N	5,1	5,2	5,5	7,1	6,6	6,4	5,7	4,9
Pt. 27.9.73 Eté	C %	1,47	2,15	2,15	2,20	2,29	2,08	1,98	/
	N %	0,23	0,33	0,36	0,34	0,39	0,37	0,34	/
	C/N	6,4	6,5	6,0	6,5	5,9	5,6	5,8	/
Pt. 30.11.73 Hiver	C %	1,35	1,29	1,56	1,58	1,47	1,52	1,46	1,10
	N %	0,27	0,26	0,29	0,30	0,29	0,27	0,30	0,20
	C/N	5,0	5,0	5,4	5,3	5,1	5,6	4,9	5,5

Les vases actuelles et le bri flandrien, qui se différencient déjà par la composition ionique des eaux interstitielles (différence que nous croyions dues au pressage), confirment leur individualité par la quantité de matière organique.

Tableau 36.- Variations de la matière organique dans les sédiments prélevés par carottage.

Mp 73.06
4.06.73

Profondeur	C	N	C/N
0-5	1,27	0,21	6,0
10-35	1,32	0,21	6,3
20-25	1,17	0,18	6,5
30-35	1,23	0,19	6,5
40-45	1,21	0,17	7,1
50-55	1,24	0,13	9,5
60-65	0,74	0,10	7,4
70-75	1,48	0,22	6,7
80-85	1,43	0,23	6,2
90-95	0,95	0,15	6,3

Silts

Silts

Profon- deur	C	N	C/N	Profon- deur	C	N	C/N	Profon- deur	C	N	C/N	Profon- deur	C	N	C/N
0-10	1,36	0,12	6,2	0-12	1,27	0,21	6,0	0-10	1,31	0,21	6,2	0-10	1,32	0,22	6,0
10-20	1,21	0,19	6,4	12-25	1,32	0,21	6,3	10-20	1,40	0,22	6,4	10-20	1,49	0,22	6,8
20-30	1,09	0,14	7,8	25-40	1,89	0,15	12,6	20-30	1,32	0,20	6,6	20-30	1,33	0,20	6,7
30-40	1,67	0,13	12,8	40-50	1,72	0,14	12,3	30-40	1,03	0,11	9,4	30-40	1,34	0,16	8,4
40-50	1,59	0,13	12,2	50-60	1,56	0,13	12,0	40-50	1,03	0,12	8,6	40-50	1,58	0,12	13,2
50-60	1,60	0,13	12,3	60-70	1,69	0,10	16,9	50-60	1,03	0,12	8,6	50-60	1,48	0,13	11,4
Pt. 73-02 - 21.6.73				70-80	1,44	0,11	13,0	60-70	1,57	0,15	10,5	60-70	1,46	0,12	12,2
				Pt. 73-04 - 19.7.73				70-80	0,80	0,10	8,0	70-80	1,90	0,12	15,8
								80-90	0,71	0,09	7,9	Pt. 73-08 - 30.11.73			
								Pt. 73-07 - 31.10.73							

En résumé, la matière organique, qui varie brutalement lors des émergences diurnes d'été dans la pellicule superficielle, ne semble pas subir de modifications dans son ensemble en fonction de la profondeur. Cela paraît logique, puisque le taux de sédimentation est rapide, et la matière organique n'a pas encore eu le temps d'évoluer.

Cependant, selon HUC (1973), qui a appliqué aux sédiments marins récents (particulièrement une carotte de sédiments fluviaux-marins de l'estuaire de la Loire) les techniques d'études des pédologues, il existe trois stades d'évolution de la matière organique fraîche, qui se distingue nette-

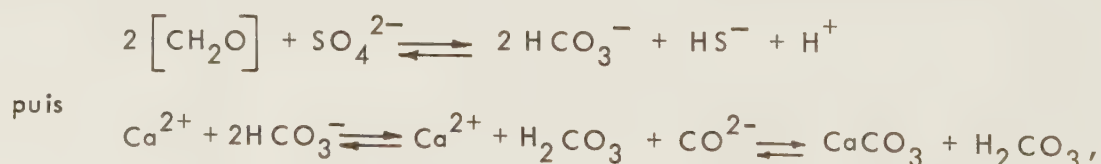
ment de l'humus des sols terrestres. Le premier stade, celui qui nous intéresse, est appelé "évolution précoce". Sans perturber la teneur globale en M.O., il provoque une condensation des structures moléculaires, une humification semblable à celle des sols terrestres. Il se produit alors une insolubilisation à l'hydrolyse acide ($\text{HCl } 6\text{N}$), corroborée par la formation d'humates de calcium insolubles, ce qui expliquerait partiellement le déficit en calcium observé dans les eaux interstitielles des carottes. Les deux autres stades : phase de "maturation" et phase de "dégradation", aboutissant à la production d'hydrocarbures, sont plus lentes à se manifester. Aussi, HUC n'a pu mettre en évidence la phase de "maturation" étudiant des sédiments marins trop récents.

Ces travaux montrent que la matière organique originelle des sédiments, si elle évolue qualitativement au cours des premiers stades de la sédimentation, reste pratiquement constante quantitativement, si on l'exprime en carbone total ou en azote total, tout au moins pour les premières décennies du dépôt.

1.7.3. SYSTEME SULFATE - SULFURE - MATIERE ORGANIQUE

Cependant, de nombreux travaux portant sur le système sulfate-sulfures-matière organique et réserve alcaline font mention d'une consommation de matière organique par les bactéries anaérobies, dans les sédiments fins, vaseux, lorsque le potentiel d'oxydo-réduction devient négatif. LALOU (1957) décrit la précipitation de carbonate de calcium à la surface de l'eau d'aquarium contenant des vases marines (vases de la baie de Villefranche sur Mer), et fait appel aux bactéries pour la réduction des sulfates. Ces bactéries consomment de la matière organique (fournie sous forme de glucose), acidifient le milieu par dégagement de CO_2 , provoquent une solubilisation du CO_3Ca contenu dans les vases, et une précipitation simultanée de CO_3Ca , par suite d'une augmentation dans le milieu des deux composants Ca^{++} et CO_3^{--} . DEBYSER (1961) décrit l'influence de l'oxydation de la matière organique sur l'abaissement du pH des eaux interstitielles des sédiments vaseux. BERNER (1964), étudiant les sédiments du Golfe de Californie, montre la relation existant entre les sulfates et les sulfures au cours d'une diagenèse précoce (formation de cristaux de pyrite). PRESLEY et KAPLAN (1968), pour les sédiments profonds (1200 et 850 m), en bordure du continent (Bassins San Pedro et Santa Catalina - Sud de la Californie -), décrivent dans les eaux interstitielles les modifications des sulfates, calcium et carbonates, et concluent que l'augmentation des ions carbonates est due à une activité métabolique, résultats confirmés par l'étude des sédiments réducteurs, du fjord Saanich Inlet, British Columbia (NISSENBAUM et col., 1972). Enfin, SHOLKOVITZ (1973) donne des modèles de production de l'alcalinité, de l'ammonium et des phosphates, à partir de l'étude des eaux interstitielles des sédiments du bassin de Santa Barbara, dans le Golfe de Californie.

Le schéma de la dégradation de la matière organique, de la réduction des sulfates et de la formation de bicarbonates et de carbonate de calcium est, selon PRESLEY et KAPLAN (1968) :



Ces réactions d'équilibre montrent que, pour une molécule de CaCO_3 , il faut la réduction d'une mole de SO_4^{2-} , et une consommation de deux carbones de la matière organique.

Dans une vase à 100 % de teneur en eau (soit, pour 100 g de sédiment sec, 100 g d'eau interstitielle), il y a 3,0 millimoles de SO_4^{2-} à l'origine, qui, pour être réduites, demandent 6,2 millimoles de matière organique, soit par exemple une millimole de glucose ($\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6$) correspondant au poids : 0,192 g. Or, dans les 100 g de sédiment, il y a en moyenne 1,3 g de C organique qui, exprimé en glucose, correspond à 2,15 g; c'est-à-dire que la réduction totale des sulfates de-

mande la consommation du dixième seulement de la matière organique contenue dans les sédiments. La quantité de matière organique est donc peu affectée par la réduction des sulfates, dans les sédiments fins actuels soumis à l'activité bactérienne, matière organique qui reste toujours en forte proportion.

1.7.4. DÉFINITION DE LA RÉSERVE ALCALINE

Il en résulte néanmoins une variation considérable de la réserve alcaline, définie par RICHARDS (1965) pour les eaux anoxiques :

$$\begin{aligned} \text{Titration alcalinité : } & [\text{HCO}_3^-] + 2 [\text{CO}_3^{2-}] + [\text{H}_2\text{BO}_3^-] + [\text{HS}^-] \\ & + [\text{S}^{--}] + [\text{H}_3\text{SiO}_4^-] + [\text{H}_2\text{SiO}_4^{--}] + [\text{H}_2\text{PO}_4^-] + [\text{HPO}_4^{--}] + \\ & [\text{PO}_4^{3-}] - [\text{NH}_4^+] + [\text{OH}^-] - [\text{H}^+] \end{aligned}$$

où apparaissent les systèmes carbonates-bicarbonates, sulfure, silice, phosphate, ammonium, à propriétés acido-basiques.

La définition de la réserve alcaline donnée par ALLEGRE et MICHARD (1973) fait appel à l'équation de neutralité des charges électriques de tous les ions en solution :

$$[\text{Na}^+] + [\text{K}^+] + 2 [\text{Ca}^{++}] + 2 [\text{Mg}^{++}] + [\text{H}^+] + \dots = [\text{Cl}^-] + 2 [\text{SO}_4^{--}] + [\text{HCO}_3^-] + 2 [\text{CO}_3^{--}] + [\text{OH}^-] \dots$$

et en recoupant tous les termes correspondant à des ions sans propriétés acido-basiques, l'équation devient :

$$[\text{Na}^+] + [\text{H}^+] + 2 [\text{Ca}^{++}] + 2 [\text{Mg}^{++}] + \dots - [\text{Cl}^-] - 2 [\text{SO}_4^{--}] = [\text{HCO}_3^-] + 2 [\text{CO}_3^{--}] + [\text{OH}^-] - [\text{H}^+] + \dots ,$$

"les ions du premier membre n'intervenant que par leur charge globale à laquelle on donne le nom de réserve alcaline R_B ", ou, pour ce mémoire, "R.A", car par la méthode de dosage employée (neutralisation de l'alcalinité par H_2SO_4 N/50) nous déterminons le déséquilibre ionique entre anions et cations présents en solution dans les eaux interstitielles.

Ainsi, la réduction des sulfates va augmenter la réserve alcaline, par déficit de charges négatives et par formation de deux milliéquivalents de CO_3H^- par mole de SO_4^{--} réduit (RICHARDS, 1965).

Mais, dans ces équations, les radicaux organiques d'acides faibles, RCOO^- sont oubliés ; or ils doivent être très importants dans ces complexes eau-sédiment à forte teneur en matière organique. HUC a déterminé, pour les vases de l'Anse de l'Aiguillon, un rapport acidefulvique / acide humique de 1,6 à 2,3, traduisant un très faible degré de polymérisation. Il reste donc une importante fraction de la teneur en matière organique aisément soluble, dans les acides, mais aussi dans les eaux interstitielles, qui peut participer à la réserve alcaline des eaux interstitielles de la pellicule superficielle, et des sédiments prélevés en carottage.

1.7.5. RELATION SULFATES - RÉSERVE ALCALINE OBSERVÉE

Si dans la pellicule superficielle nous n'avons pas trouvé de corrélation entre les sulfates et la réserve alcaline, nous avons mentionné une variation inverse de ces deux éléments dans la description des propriétés chimiques des eaux interstitielles des sédiments prélevés par carottage.

Nous avons porté sur un graphique (fig. 74) la variation ΔSO_4^{--} exprimée en milliéquivalent g/l, calculée à partir de la formule :

$$\Delta \text{SO}_4^{--} = \text{SO}_4^{--} \text{ eau de mer normale} - \text{SO}_4^{--} \text{ analysés dans l'eau interstitielle}$$

correspondant à la réduction par les bactéries, en fonction de la réserve alcaline totale.

Chaque vasière s'individualise nettement et les équations des droites de variation s'écrivent :

pour la baie de la Vilaine : $\text{RA} = 4,4 + 0,71 \Delta \text{SO}_4^{--}$

pour la baie de Bourgneuf : $\text{RA} = 11 + 0,71 \Delta \text{SO}_4^{--}$

pour les baies de l'Aiguillon et d'Oléron : $\text{RA} = 9,4 + 0,62 \Delta \text{SO}_4^{--}$

alors que l'équation de la droite de réduction des sulfates, contribuant totalement à la réserve alcaline, s'écrirait : $\text{RA} = \Delta \text{SO}_4^{--}$ pour des milliéquivalents (SHOLKOVITZ, 1973 et MANHEIM et SAYLES, 1974).

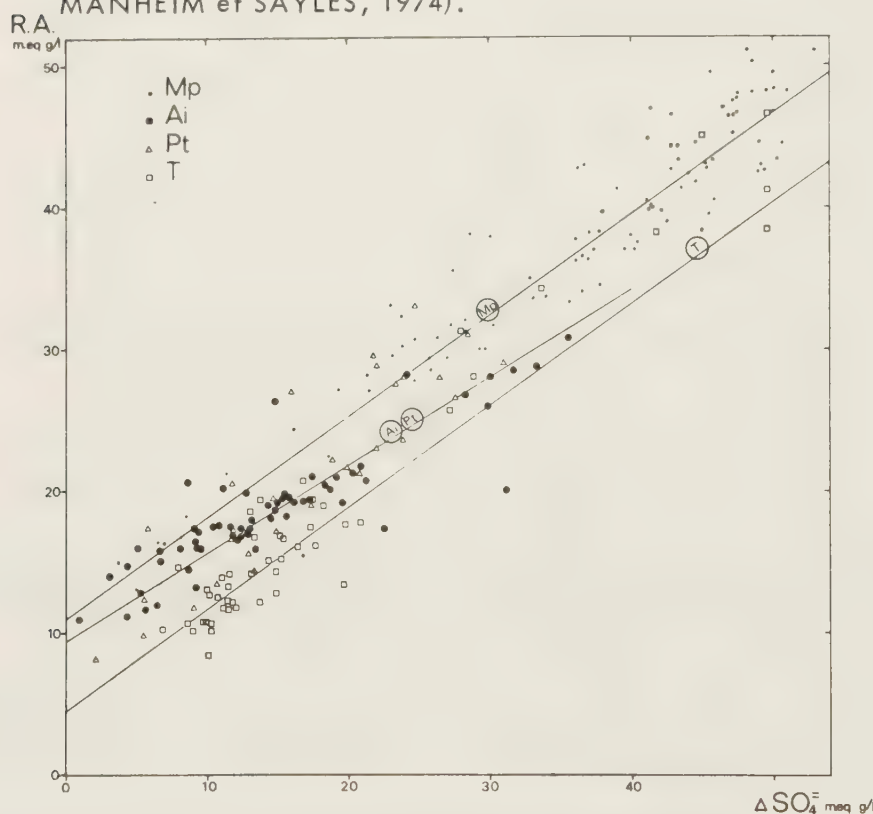


Fig. 74.- Variations observées du déficit des sulfates en fonction de la réserve alcaline dans les eaux interstitielles des carottes.

La réserve alcaline ne reflète donc pas totalement la réduction des sulfates, mais un bilan global des systèmes complexes régissant les échanges chimiques dans ces eaux interstitielles. En outre, elles possèdent une forte réserve alcaline intrinsèque : 4,4 meq.g/l pour la Vilaine, 11 pour la baie de Bourgneuf et 9,4 pour les baies de l'Aiguillon et d'Oléron, alors que les sulfates ne sont pas réduits.

Cette "réserve alcaline" originelle doit être due aux radicaux acides organiques et aux ions carbonates-bicarbonates, puisque les fortes valeurs correspondent aux régions dotées d'une importante alcalinité initiale des eaux (Bourgneuf, Aiguillon et Oléron).

Le déficit observé, entre les mesures et la teneur théorique due à la réduction des sulfates, doit être attribué à une précipitation de carbonates de calcium, par suite de l'appauvrissement de cet élément dans

les eaux interstitielles des sédiments carottés, phénomène analogue à celui observé par MANHEIM et SAYLES (1974) pour les sédiments marins profonds.

En conclusion, la matière organique est un facteur très important pour les sédiments fins des vasières littorales, dans la pellicule superficielle, sous forme de radicaux acides entrant dans la composition de la réserve alcaline. De même, dans les sédiments plus profonds, elle permet la réduction des sulfates, une précipitation de calcium (à laquelle doit participer le magnésium) et une forte augmentation de la réserve alcaline.

2-HYPOTHESES POUR RELIER LES VARIATIONS CHIMIQUES OBSERVÉES des eaux interstitielles de la pellicule superficielle et des sédiments plus profonds

Rappelons brièvement les observations

Dans la pellicule superficielle, lorsque les chlorures augmentent, le calcium, le magnésium, les sulfates, la réserve alcaline, la silice dissoute s'accroissent plus que ne le font les ions Cl^- , alors que le potassium seul diminue.

Dans les sédiments carottés, il n'y a pas de variations brutales des divers éléments majeurs, mais des gradients

- négatifs pour les chlorures et le magnésium,
 - positif jusqu'à 40 cm de profondeur, puis négatif au-dessous pour le calcium,
 - positif faible pour le potassium, sur toute la hauteur,
- Pour les sulfates et la réserve alcaline : relation inverse, mais variant d'un endroit à l'autre :
- haute slikke : gradient positif des sulfates
" négatif de la R.A.
- basse slikke : gradient négatif des sulfates
" positif de la R.A.
- La silice dissoute est en quantité très importante (30 à 60 mg/l), et présente souvent un maximum vers 30 - 40 cm au-dessous de la surface.

2.1. HYPOTHESES CONCERNANT LA PELLICULE SUPERFICIELLE SEULE

2.1.1. LA CAPACITÉ D'ÉCHANGE DE BASES DES ARGILES ET DE LA MATIÈRE ORGANIQUE

Les argiles et la matière organique ont la possibilité d'adsorber des ions ; exprimée en milliéquivalent pour 100 g de solide, la capacité d'échange est de

1000 meq./100 g	pour la matière organique,
100 "	pour la montmorillonite,
30 à 50 "	pour l'illite,
10 "	pour la kaolinite

selon DEMOLON (1952) in DUCHAUFOR (1965).

Il existe peu de mesures de capacité d'échange de base sur les sédiments marins, et nous avons tenté de déterminer cette propriété pour les sédiments de la pellicule superficielle. L'utilisation de plusieurs méthodes (percolations à l'acétate d'ammonium ou au chlorure de calcium tamponné — DUCHAUFOR, 1965 —, fixation des ions cobalt i hexamine — MANTIN et GLAESER, 1960) donne les mêmes résultats pour les sédiments fins, de diamètre inférieur à 44μ (entre 17 à 25 meq./100 g), ce qui est faible pour des sédiments fins, composés de 1,5 % de matière organique, et de 50 % de minéraux argileux (40 % d'illite, 30 et 30 % de kaolinite et de montmorillonite ou complexes gonflants).

Le cortège des bases échangeables a été déterminé : Ca^{++} , Mg^{++} , K^+ et Na^+ , donnant la somme S des cations métalliques échangeables. La différence entre la capacité d'échange totale T, déterminée par la méthode de la cobalt i hexamine, et la somme S donne les ions H^+ échangeables du complexe adsorbant : $T - S$. Enfin, le taux de saturation du complexe est calculé à l'aide de la formule $V = \frac{S \times 100}{T}$.

Voici quelques valeurs de T, S et V pour deux séries d'observations : Pt. 8.08.72 et Mp. 23.08.72 :

Tableau 37.— Variation de la capacité d'échange des sédiments de la pellicule superficielle au cours de deux émergences : Pt. 8.08.72 et Mp. 23.08.72.

	Temps d'émergence	T	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	S	H ⁺	V
Mp. 23.08.72	5'	20,25	10,3	6,55	0,70	0,14	17,65	2,6	87 %
	1 h 05	16,25	8,5	6,40	0,50	0,16	15,60	0,65	96 %
	2 h 05	21,00	9,8	9,30	0,80	0,14	20,00	1,00	95 %
	3 h 10	20,50	10,05	6,85	0,73	0,13	17,85	2,75	87 %
	3 h 30	19,0	10,6	7,45	0,80	0,16	19,00	0	100 %
Pt. 8.08.72	15'	18,75	10,9	6,55	0,65	0,12	18,20	0,55	97 %
	1 h 15	24,50	12,10	9,36	0,95	0,20	22,70	1,80	93 %
	2 h 10	26,50	13,35	10,3	0,90	0,33	24,85	1,64	94 %
	3 h 10	21,50	10,75	7,5	0,85	0,22	19,35	2,15	90 %
	3 h 22	20,0	10,0	7,30	0,66	0,40	18,35	1,64	92 %

Le taux de saturation du complexe adsorbant est de 90 à 95 %, pratiquement par du calcium et du magnésium. Le potassium, le sodium et les ions H⁺ constituent à peine 20 % de l'ensemble des ions échangeables.

Remarque . La différence T-S est attribuée aux ions H⁺; mais l'ion NH₄⁺, non déterminé, peut fort bien participer à la capacité d'échange de bases des sédiments fins, car l'eau interstitielle contient des proportions non négligeables de cet ion (SHOLKOVITZ — 1973).

Mais il est important de noter l'absence de variations continues de ces paramètres entre le début et la fin de l'émergence. Il n'y a pas de relation entre les augmentations ou diminutions des éléments majeurs observées dans l'eau interstitielle et la capacité d'échange, qu'il s'agisse des augmentations du Ca⁺⁺ et du Mg⁺⁺ dans les eaux qui devraient conduire à des diminutions du calcium et du magnésium échangeables, ou des diminutions du K⁺ dans les eaux qui augmenteraient le potassium échangeable.

Donc la capacité d'échange de base des sédiments ne peut expliquer les variations chimiques observées dans les eaux interstitielles.

2.1.2. DISSOLUTION DE COMPOSÉS MINÉRAUX DANS LA PELLICULE SUPERFICIELLE

L'augmentation du calcium, du magnésium, de la silice pourrait être attribuée à une dissolution des carbonates, et de la silice sous forme colloïdale. Or les ions Ca⁺⁺ et Mg⁺⁺ sont en saturation par rapport à la calcite, l'aragonite ou la dolomite. Il semble donc peu probable qu'il y ait dissolution au niveau de la pellicule superficielle pour rendre compte des augmentations observées. Pour la silice, le phénomène peut se produire lors de l'élévation de la température.

2.2. HYPOTHESES CONCERNANT L'ENSEMBLE PELLICULE SUPERFICIELLE ET SÉDIMENTS PLUS PROFONDS

Les premières hypothèses ne permettent pas d'expliquer le pourquoi des variations observées, car nous avons considéré la pellicule superficielle comme un milieu isolé de son contexte naturel ; or elle repose sur des sédiments qui réagissent avec les interfaces air/sédiment ou eau/sédiment selon l'état de la marée.

L'action primordiale est l'ascension capillaire des eaux interstitielles profondes par l'évaporation, dans ce milieu sursaturé d'eau, où tous les facteurs énumérés au début de ce chapitre réagissent entre eux. Le système est donc très complexe.

2.2.1. ASCENSION CAPILLAIRE - ASSOCIATION MOLÉCULAIRE

Les minéraux argileux possèdent une charge électro négative. Au cours de la remontée des eaux par aspiration capillaire, les cations seraient freinés au voisinage de ces minéraux, alors que les associations moléculaires neutres, telles que CaSO_4 , MgSO_4 , CaCO_3 et MgCO_3 pourraient se déplacer normalement.

Or nous observons à l'interface une augmentation simultanée de ces éléments Ca^{++} , Mg^{++} , SO_4^{--} et R.A (dont CO_3^{--} fait partie) participant à ces associations moléculaires. L'hypothèse d'une ascension privilégiée semblerait plausible car, si le Ca^{++} , le Mg^{++} et les sulfates diminuent en fonction de la profondeur, malgré une dissolution possible des carbonates par le pH acide vers 4 à 5 cm sous la surface, c'est qu'ils remonteraient vers l'interface par l'intermédiaire de ces associations.

La réduction totale des sulfates donnerait une réserve alcaline beaucoup plus élevée que celle mesurée réellement. Nous pensons que la diminution des sulfates observée en profondeur n'est pas due entièrement à l'activité bactérienne, mais à cette ascension capillaire qui "sélectionnerait" les "sulfates de calcium et de magnésium". Ce fait peut être corroboré par la différence observée entre les niveaux altimétriques des vasières. Sur la haute slikke, où les temps d'émer sion sont très longs, les sulfates sont pratiquement absents en surface, non par suite d'une réduction bactérienne, mais par une remontée vers la surface sous forme associée. Sur les basses slikkes, où les émer sions sont courtes et même réduites à néant (lors des mortes-eaux), la teneur en sulfates reste plus importante, car les ascensions capillaires n'ont pas épuisé toutes les possibilités d'associations moléculaires.

Malheureusement, pour les carbonates, nous ne pouvons tenir le même raisonnement, car la réserve alcaline ne nous donne pas la teneur exacte en CO_3^{--} , mais un ensemble de tous les éléments : CO_3^{--} , CO_3H^- , SH^- , S^-

La diminution du potassium serait due, elle, à la non-formation d'association moléculaire qui l'empêche de migrer aisément vers la surface, d'autant plus que les minéraux argileux peuvent fixer définitivement du potassium dans leur réseau cristallin (illite).

La silice dissoute, bien que l'on connaisse assez mal la forme sous laquelle elle se présente dans les eaux interstitielles (H_4SiO_4 , H_3SiO_4^- , $\text{H}_2\text{SiO}_4^{--}$), doit pouvoir remonter aisément à la surface, puisqu'on observe de fortes teneurs dès les premiers centimètres, et que les augmentations dans la pellicule superficielle interviennent lors des fortes évaporations. Cependant, les augmentations thermiques lors des émer sions peuvent provoquer une dissolution de la silice colloïdale, et il n'est pas indispensable d'invoquer l'ascension capillaire pour la totalité des augmentations observées.

2.2.2. ASCENSION CAPILLAIRE ET EAUX INTERSTITIELLES DE COMPOSITION DIFFERENTE

Afin d'avoir une idée du rôle spécifique de l'ascension capillaire, nous avons procédé à des expériences en milieux divers : sables calcaires et sables "stériles" comme le sable de Fontainebleau.

Nous avons fait évaporer une eau de mer à la surface d'un bac rempli de sable de Fontainebleau, soumis à une charge constante par un système de vase communiquant (fig. 77) :



Fig. 77.— Schéma du montage réalisé pour créer une évapo-ascension capillaire artificielle, en milieu inerte.

Toute variation du niveau d'eau en surface du sable par évaporation était immédiatement compensée par une percolation ascensionnelle de l'eau de mer à travers le banc de sable. Voici les résultats obtenus (tableau 38).

Tableau 38 — Variations en % de la valeur initiale de différents éléments majeurs dissous dans les eaux superficielles lors d'une évaporation artificielle.

% d'augmentation Cl^-	% d'augmentation Ca^{++}	% d'augmentation K^+	% d'augmentation Mg^{++}	% d'augmentation SO_4^-
21	35	18	21	23
46	58	40	46	45
101	119	87	101	96
113	123	101	115	104
115	117	104	115	106
53	54	47	54	54

Lorsque les chlorures augmentent d'un certain pourcentage, le magnésium et les sulfates s'accroissent de la même quantité ; le calcium augmente plus rapidement que les chlorures au début des expériences mais par la suite tend à varier de la même manière ; seul le potassium reste toujours inférieur aux chlorures d'environ 10 %.

Donc, dans cette expérience, à part un certain enrichissement en Ca^{++} au début des expériences, et un déficit du K^+ , dû au dosage, Mg^{++} et SO_4^{--} varient de la même quantité que les chlorures, alors qu'ils ont un comportement tout-à-fait différent dans la pellicule superficielle des vasières.

Ceci montre que, dans un milieu inerte, l'évaporation et l'ascension capillaire d'une eau de mer ne changent pas la composition des divers éléments. Par contre, il en est autrement sur les vasières, où l'ascension capillaire est responsable des variations observées, dans la pellicule superficielle, par "lessivage" des sédiments sous-jacents.

Ces eaux interstitielles des carottes possèdent une composition chimique différente de l'eau de mer initiale. Nous avons fait des expériences "in-vitro" sur l'évolution de ces eaux au cours de l'enfouissement. Une crème de vase, fraîchement déposée à la surface de la slikke, a été placée dans 5 tubes de décantation. Nous avons analysé l'eau interstitielle, niveau par niveau, lors de la mise en tube ($t = 0$), puis à 7 jours, 15, 32, 60 et 115 jours. Un sixième tube, où l'activité bactérienne avait été arrêtée par addition de formol, a été analysé après 115 jours, pour déterminer les changements entre milieu biologique actif et inactif.

Au cours du temps (fig. 78), dans les tubes non formolés,

- le calcium et le magnésium tendent à diminuer en fonction de la profondeur,
- le potassium augmente en fonction de la profondeur,
- les sulfates diminuent, puis disparaissent au bout de 115 jours,
- la réserve alcaline augmente et atteint une teneur comparable à celle due à la réduction totale des sulfates (68 meq./g par litre),
- la silice augmente de jour en jour, mais reste pratiquement constante sur toute la hauteur du culot (10 fois la teneur initiale après 70 jours).

Dans le tube où la vase a été formolée, après 115 jours, le calcium a considérablement augmenté (plus que doublé) ; le magnésium et le potassium ont augmenté, mais dans de moindres proportions ; les sulfates sont restés à la même teneur initiale ; la réserve alcaline a pratiquement disparu et la silice a quintuplé.

Il y a, d'autre part, des échanges entre la surface du culot de tassement et l'eau surnageante, où l'on constate une diminution du calcium, du potassium, des sulfates, augmentation du magnésium, de la réserve alcaline et de la silice. A la surface de l'eau, il apparaît un voile blanchâtre, se révélant être de l'aragonite au microscope polarisant et au diffractomètre (observations analogues à celles de LALOU-1957).

Ces expériences montrent une évolution très rapide des sédiments fins enfouis dans un milieu biologique actif et donnent une indication sur les changements observés dans les eaux interstitielles des carottes, principalement pour le calcium, le magnésium, le potassium et la silice, alors qu'ici les sulfates sont entièrement réduits par l'activité bactérienne, et non disparus par ascension capillaire.

Les eaux interstitielles enfouies possèdent donc une composition chimique très différente, et lorsqu'elles arrivent en surface, elles impriment à la pellicule superficielle les variations observées au cours des émergences, et déjà citées précédemment.

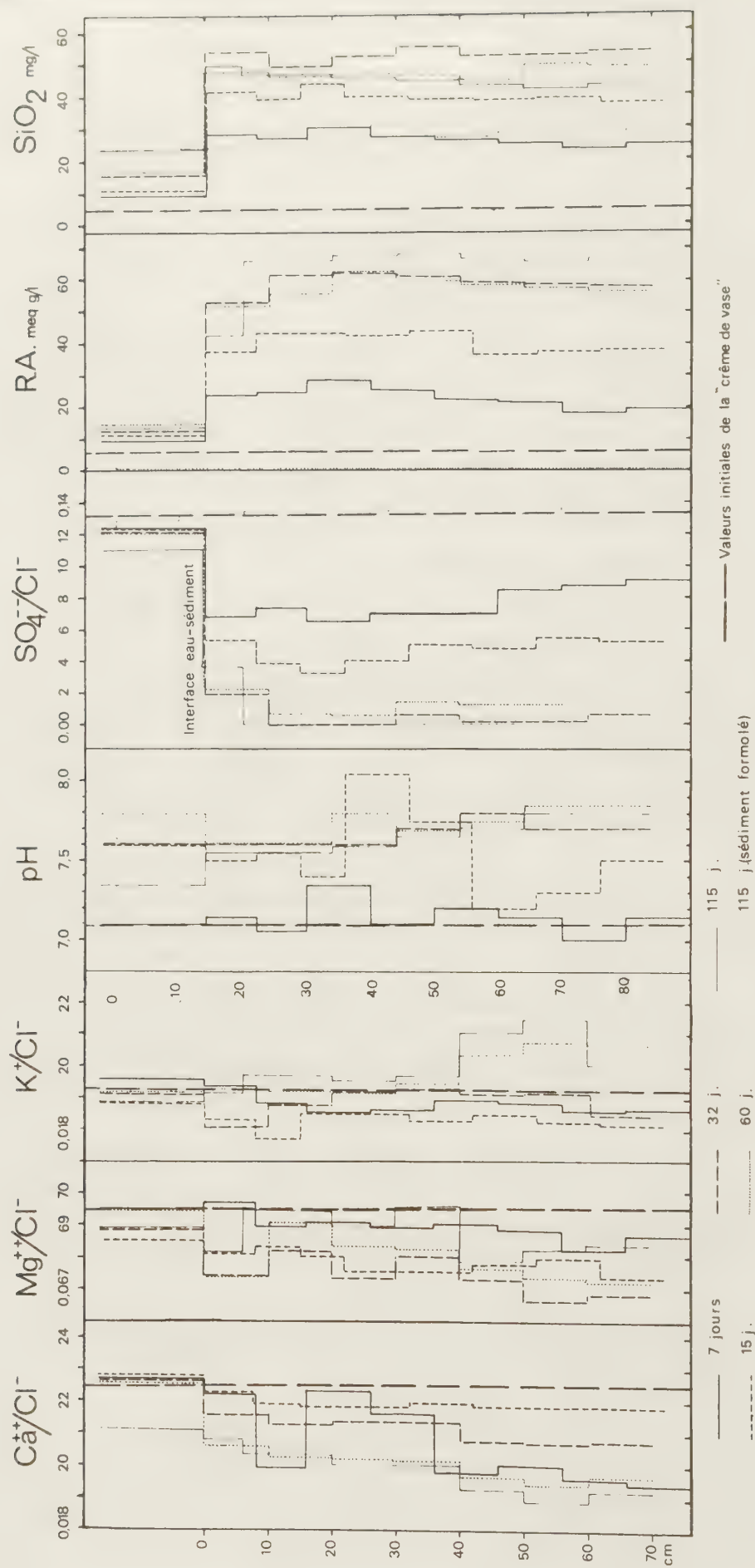


Fig. 78.— Variations des éléments majeurs dissous dans les eaux interstitielles d'une "crème de vase", au cours des premiers instants de son tassement et de son enfouissement.

De cette ascension capillaire il résulte deux faits très importants :

- l'homogénéisation des eaux interstitielles dans le premier mètre de sédiment où il n'y a pas de variations brutales, avec des paléosalinités tranchées, mais des gradients continus;
- un recyclage du calcium, du magnésium, des sulfates, de la silice, des ions bicarbonates et carbonates qui, fixés pendant un certain temps dans le milieu sédimentaire, sont restitués à la mer lors du retour du flot. Cette observation rejoint celle de PRESLEY et KAPLAN (1968) qui suggèrent, dans les sédiments proches de la côte californienne — U.S.A. — un transport du calcium depuis la colonne sédimentaire vers l'interface eau-sédiment, à partir d'un niveau à bas pH, situé sous l'interface. Dans leur exemple, c'est la diffusion qui est responsable de cette restitution, alors que, sur les vasières émergentes, la vitesse d'ascension capillaire est très nettement supérieure aux vitesses de diffusion des ions dans les sédiments fins (BERNER, 1964 ; MANHEIM, 1970).

Lors du retour de la mer, l'eau interstitielle de la pellicule superficielle est diluée par l'onde de flot (augmentation de la salinité), et toutes traces des augmentations et des diminutions ioniques observées sont détruites. Il y a donc échange de la vase vers la mer, par un processus très rapide (en 4 à 6 heures) puisque au début d'une émergence, nous ne retrouvons pas les variations observées en fin d'émergence précédente.

3-CONCLUSIONS

Les facteurs physico-chimiques régissant l'évolution des eaux interstitielles des vasières littorales sont très nombreux : pH et potentiel redox, température et évaporation ; minéraux argileux agissant par leur charge négative, leur capacité d'échange de bases, leur grande surface spécifique ; composition ionique des eaux ; présence de matière organique ; mouvement de la nappe phréatique dont nous n'avons pas parlé dans ce chapitre, car nous ne pouvons guère estimer sa contribution dans le cadre de cette étude assez générale, mais dont il ne faut pas minimiser les effets.

Cette multiplicité des paramètres fait qu'il est très difficile de donner une explication nette et précise des phénomènes observés sur la pellicule superficielle, et dans les sédiments plus profonds. Nous avons tenté de traiter l'ensemble des différents facteurs, sans toutefois pouvoir saisir la part spécifique de chacun.

Il en ressort cependant le rôle primordial de l'émergence, qui provoque une évaporation intense et donc une ascension capillaire des eaux sous-jacentes. Ces eaux possèdent une composition chimique différente des eaux marines initiales, pH, potentiel redox négatif provoquant une dissolution des carbonates, de la silice colloïdale, une réduction des sulfates (acidifiant le milieu). Ainsi, il y a remise en circulation des éléments tels que Ca^{++} et CO_3^{--} (nécessaires au développement des mollusques, très abondants sur ces vasières), tels que la silice (nécessaire aux diatomées qui colonisent et fixent la pellicule superficielle), et d'autres éléments nutritifs que nous n'avons pas étudiés (phosphates, nitrates...). Les vasières favorisent donc un stockage rapide au moment de la sédimentation, stockage vite suivi, après l'enfouissement, d'une restitution à l'océan.

Par ce processus, les sédiments des vasières s'homogénéisent : si l'émergence provoque des sursalinités par évaporation ou des eaux saumâtres lors des pluies, ces variations disparaissent immédiatement dès le retour de flot. Nous ne retrouvons pas de paléosalinité dans le premier mètre de sédiments, mais un gradient positif l'hiver, négatif l'été par suite des apports d'eaux saumâtres par la nappe phréatique.

L'ascension capillaire des eaux sous-jacentes provoque une augmentation des éléments dans la pellicule superficielle avec appauvrissement des eaux interstitielles inférieures : Ca^{++} , Mg^{++} ,

SiO_2 , SO_4^{--} , réserve alcaline. La réalité n'est cependant pas aussi simple ; les conditions altimétriques de la vasière et la durée de l'émersion peuvent provoquer quelques différences, principalement pour les sulfates ;

— si, sur la haute slikke, les émerisions sont longues, il y a possibilité d'ascension capillaire importante : les sulfates associés dans des "complexes" neutres ne peuvent être retenus et remontent dans la pellicule superficielle. La couche supérieure de la haute slikke, sur 10 cm, est donc très appauvrie en SO_4^{--} , non seulement par la réduction bactérienne, mais aussi par une migration préférentielle vers l'interface air-sédiment.

— au contraire, sur les basses slikkes, où la mer peut subsister lors des mortes eaux, les sulfates restent en quantité importante dans les dix premiers centimètres et décroissent au-dessous de ce niveau pour atteindre, à 90 cm, la même valeur que celle des niveaux identiques sur la haute slikke.

Enfin, il faut noter que ces variations sont identiques sur les quatre vasières étudiées, et que les contextes pétrographiques différents de ces régions, s'ils influent sur la réserve alcaline, n'enlèvent rien aux phénomènes liés à l'émersion, évaporation et ascension capillaire qui sont le fait prédominant des variations chimiques des eaux interstitielles, aussi bien de la pellicule superficielle que du premier mètre de sédiment.

■■■■■■■■■■

CONCLUSION

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Les premiers stades de la sédimentation fine demeurent assez mal connus, bien que certains chercheurs se soient penchés sur ces problèmes difficiles. Dans les zones profondes, toujours immergées, l'étude des premiers millimètres superficiels de la vase, l'interface eau-sédiment, est délicate en raison des difficultés de prélèvements, alors que l'observation directe et les prises d'échantillons non perturbés sont grandement facilitées sur les vasières littorales découvertes à basse mer.

Aussi avons-nous entrepris cette étude en essayant de saisir les phénomènes dans leur ensemble, à partir de l'étude hydrologique (remise en suspension, transport, décantation), puis des propriétés physiques et mécaniques de la pellicule superficielle (sa fixation, sa résistance à l'érosion, sa microstructure), et enfin des variations chimiques des eaux interstitielles dues à l'alternance émergence-submersion.

Tous ces facteurs concourent à souligner le rôle primordial de l'émergence, fort peu décrit jusqu'à présent.

1 - HYDROLOGIE

La marée est responsable de l'accumulation rapide des sédiments fins. La montée des eaux est brutale, entraînant de forts courants qui érodent et remettent en suspension les sédiments fins des bas niveaux des vasières. Cette masse turbide, créée dans les points bas des vasières, est repoussée vers le continent par le flot. La décantation maximale n'a lieu qu'après la marée haute, et se poursuit lorsque la mer se retire. C'est le "settling lag effect" de VAN STRAATEN et KUENEN (1957). Au jusant, une fraction de sédiments fins, décantés au cours de la marée haute, est reprise par les courants ("scour lag effect" de VAN STRAATEN et KUENEN).

L'onde de flot et l'onde de jusant possèdent des caractères particuliers renforçant leur pouvoir érosif : température, salinité, densité et viscosité, directement liées à l'émergence. L'eau de l'onde de flot, après une émergence diurne, sera plus dense par suite d'une sursalinité, tandis que celle de nuit sera également plus dense, mais par refroidissement au contact de la pellicule superficielle. De même, l'eau de l'onde de jusant sera influencée par ces facteurs.

La technique des prélèvements d'eau simultanés, à intervalles réguliers sur toute la colonne d'eau recouvrant les vasières, permet de quantifier les volumes sédimentaires déplacés par la marée montante, ou par la marée descendante. C'est la "turbidité résiduelle", ou masse de sédiment abandonnée à la surface des slikkes par l'onde de jusant, qui va nous permettre de déterminer le taux de sédimentation par cycle de marée, et, par suite, annuel.

Ainsi, chaque région étudiée présente un taux de sédimentation légèrement différent, au niveau des hautes et moyennes slikkes :

1 cm par an pour la baie de Bourgneuf ,
1 cm " " " l'Anse de l'Aiguillon ,
2 cm " " " la baie d'Oléron ,

taux très élevé, caractéristique des vasières atlantiques à fort marnage.

Cette "turbidité résiduelle" engendre le dépôt d'une fine pellicule à la surface des vasières, à chaque retrait de la mer. L'étendue de vasière découverte sera toujours maximum lorsque le soleil culmine (12 heures T.U.), car dans nos régions la plupart des marées basses de vives-eaux se situent 1 à 3 heures avant la culmination. Le caractère est particulier aux vasières littorales atlantiques : l'influence d'un fort ensoleillement s'exercera toujours sur la plus grande superficie exposée à l'air.

2-PROPRIÉTÉS PHYSIQUES, MÉCANIQUES, ET MICROSTRUCTURE DE LA PELLICULE SUPERFICIELLE SOUMISE A L'ÉMERSION

La teneur en eau de la fine pellicule superficielle, abandonnée par l'onde de jusant, varie très rapidement, de jour comme de nuit : 30 à 40 % de la teneur initiale en l'espace de deux heures, alors que pour le reste de l'émerision elle ne s'abaisse plus que de 5 à 10 %.

La perte d'eau totale est due pour 90 % au seul écoulement. L'évaporation, n'intervenant que pour 10 %, ne devient sensible qu'en fin d'émerision. En effet, si l'évaporation est importante lors des fortes insulations, toute eau évaporée est immédiatement compensée par une ascension capillaire d'eau sous-jacente, puisque le milieu reste toujours sursaturé en eau ($> 200\%$). La perméabilité de cette pellicule superficielle peut être estimée expérimentalement à 1.10^{-3} cm/s au cours des heures d'émerision, valeur comparable à celle des sables.

Les propriétés mécaniques et la résistance à l'érosion de la pellicule superficielle varient très rapidement, en fonction de la teneur en eau. Le jour, avec ensoleillement, la limite d'écoulement, ou cohésion, mesurée par un viscosimètre, peut être multipliée par 10 ou 15 en l'espace de quelques heures, alors que celle d'une crème de vase restée immergée demeurera constante. Par contre, la nuit, l'augmentation de la cohésion est plus forte, et moins importante (3 à 8 fois la valeur initiale). Ainsi, la résistance à l'érosion de la pellicule superficielle, après les émerisions diurnes, est plus importante qu'après les émerisions nocturnes. En conséquence, l'onde de flot nocturne érodera plus aisément la surface de la slikke, et transportera beaucoup plus de sédiment en suspension, vers les hautes slikkes, que l'onde de flot diurne. De plus, l'onde du jusant matinal — souvent très calme, sans clapot, particulièrement en été — permettra la décantation de la plus grande partie de cette masse de sédiment, apportée par l'onde de flot nocturne. Ensuite, la pellicule de sédiments, fraîchement déposée, sera soumise aux conditions fixatrices de l'émerision diurne. C'est ainsi que la sédimentation est beaucoup plus active en été.

La microstructure observée au microscope électronique à balayage confirme les distinctions faites à partir des propriétés rhéologiques (mécaniques) : limite d'écoulement, viscosité relative et thixotropie.

- La "crème de vase", à faible limite d'écoulement, possède une structure désorientée ;
- la "vase instable" tend vers une structure plus compacte, mieux organisée, avec les feuillets argileux disposés bord-face ;
- la "vase stabilisée" s'organise en structure en nid d'abeille, avec des feuillets argileux disposés bord-bord, à partir de noyaux silteux ou de blocs de vase très denses, microscopiques.

Ces types de vase auront des comportements très différents face à l'érosion :

- la "crème de vase" sera simplement diluée par le passage de l'onde de flot ;
- la "vase instable" demandera un clapot ou un déferlement des vagues ;
- la "vase stabilisée" sera pratiquement à l'abri de toute remise en suspension, sauf lors des tempêtes.

Les trois types de vase verront leur résistance à l'érosion accrue par le développement de diatomées qui étendent un film, ou un réseau de filaments mucilagineux emprisonnant les particules sédimentaires, à la surface de la vasière. L'épaisseur de la pellicule superficielle colonisée par les diatomées est d'environ 150 à 200 microns. Elle est parcourue par de nombreux filaments mucilagineux, qui permettent aux diatomées des mouvements verticaux : vers la surface au début de l'émersion, vers l'intérieur du sédiment en fin d'émersion.

La présence de ces diatomées accentue la perméabilité de la pellicule superficielle par la formation de pores, s'ajoutant aux "puits de drainage" qu'empruntent les eaux interstitielles, lorsqu'elles remontent à la surface par l'aspiration capillaire résultant de l'évaporation.

De plus, l'émersion, par ce phénomène d'évaporation et d'ascension capillaire, provoque un tassement précoce des couches situées au-dessous de la pellicule superficielle. Alors qu'au début de l'émersion la pellicule superficielle avait 400 % d'eau, elle atteint 200 %, en moyenne, en fin d'émersion, et les premiers centimètres, sous cette pellicule, descendent rapidement à 100 %, et même 80 %.

La compaction des sédiments fins est donc très accélérée : écoulement en surface et ascension capillaire dans les couches plus profondes, facteurs qui découlent de l'émersion. De plus, dans les hautes slikkes existe une nappe phréatique, mobile à chaque marée, surtout dans les niveaux silteux avec des résurgences observables le long des rives des chenaux. La nappe phréatique influence non seulement la teneur en eau, mais peut apporter des modifications chimiques au cours d'une marée, ou au cours des saisons.

3- PROPRIÉTÉS CHIMIQUES DES EAUX INTERSTITIELLES DES SÉDIMENTS DES VASIÈRES

Si les constituants majeurs du "sel" des eaux océaniques du large sont en rapport constant les uns en fonction des autres, les eaux baignant les vasières littorales reflètent en revanche les influences continentales et les rapports ne sont plus constants lorsque les eaux deviennent saumâtres. En effet, ces eaux de recouvrement confèrent leurs caractéristiques propres aux eaux interstitielles de la pellicule superficielle, puis à celles des sédiments plus profonds. Ainsi, dans une province géographique calcaire, les eaux continentales apporteront, en solution, beaucoup de calcium et d'ions bicarbonates-carbonates, augmentant particulièrement le rapport $\text{Ca}^{++}/\text{Cl}^-$.

Chaque vasière, soumise à de fortes décharges fluviales, possédera des particularités chimiques propres, qu'il faut étudier en détail, avant d'essayer de comprendre les nombreux phénomènes chimiques intervenant, lors des émerisions, dans les eaux interstitielles des vasières. Les teneurs en ions Ca^{++} , CO_3^{--} et CO_3H^- seront très variables d'une région à l'autre : faibles dans la baie de la Vilaine, plus élevées en baie de Bourgneuf, fortes dans l'Anse de l'Aiguillon et la baie d'Oléron. Les ions K^+ , Mg^{++} , SO_4^{--} , la silice dissoute seront, par contre, peu influencés par les eaux continentales où ils existent en quantité faible et pratiquement analogue dans les quatre régions étudiées.

Les variations chimiques des eaux interstitielles sont régies par de multiples facteurs : pH, rH, minéraux argileux, matière organique, bactéries, température, évaporation et ascension capillaire, ces trois derniers paramètres, conséquence directe de l'émersion, étant les plus im-

portants. Les premiers facteurs énumérés sont communs à tous les sédiments fins, toujours immergés ou découvrant périodiquement ; c'est le système bien connu de la réduction des sulfates, en milieu anaérobie, par les bactéries, qui conditionne le pH et les variations chimiques. Nous n'apportons donc rien de nouveau dans ce domaine. Par contre, l'émersion et ses conséquences (évaporation et ascension capillaire), modifient le schéma habituel, en homogénéisant les premiers décimètres de sédiments sur les slikkes, comme nous le montrons dans ce travail

- A l'interface, l'eau interstitielle s'enrichit en Ca^{++} , Mg^{++} , SO_4^{--} , silice dissoute et réserve alcaline ; seul le K^+ diminue par rapport aux chlorures. La seule évaporation, tout en concentrant les sels, laisserait tous les éléments dans un même rapport ; il y a donc apports (ou rétention pour le K^+) des ions solubilisés de la profondeur vers la surface, grâce à l'ascension capillaire.
- En profondeur, dans les carottes, nous observons
 - un déficit en Ca^{++} , Mg^{++} et SO_4^{--} , qui correspondrait à une remontée de ces ions vers l'interface ;
 - une augmentation en K^+ , donc une rétention dans les eaux interstitielles profondes ;
 - une augmentation en SiO_2 , dans les premiers centimètres, qui semble traduire un enrichissement en silice provenant des niveaux plus profonds, où la teneur est en légère décroissance ;
 - enfin, la réserve alcaline est forte dans les carottes ; elle peut, comme pour la silice, accroître la teneur en ces ions des eaux interstitielles superficielles.

Cependant, les ions SO_4^{--} et la réserve alcaline, qui sont en relation inverse, sont liés par le système réducteur bactérien. Or, la réduction totale des sulfates ne correspond pas à l'augmentation observée de la réserve alcaline ; il y a un déficit très net de la réserve alcaline.

Comme la réduction des sulfates nécessite une oxydation de la matière organique, il se produit un excès d'ions carbonates et bicarbonates qui peuvent se combiner avec du calcium et du magnésium et précipiter, d'où le déficit observé.

Par ailleurs, les associations moléculaires neutres, telles que CaSO_4^0 et surtout MgSO_4^0 , constituent 10 % des ions Ca^{++} et Mg^{++} et 20 % des ions SO_4^{--} dissous dans l'eau de mer. L'enrichissement observé dans les eaux interstitielles de la pellicule superficielle, et le déficit de ces ions dans les carottes, peuvent s'expliquer par une remontée préférentielle de ces "complexes" neutres par rapport aux autres cations retardés par les minéraux argileux chargés électro-négativement.

Cette seconde hypothèse serait confirmée par la différence de la teneur en ions sulfates des hautes et des basses slikkes dans les vingt premiers centimètres

- absence de SO_4^{--} dans les hautes slikkes, où les durées d'émersion sont suffisamment longues pour que les ascensions capillaires prolongées puissent entraîner tous les sulfates ;
- au contraire, forte teneur dans les basses slikkes où les émersion sont courtes, et même absentes lors des mortes-eaux.

Ainsi, sur les vasières découvrantes, j'en arrive à conclure que le système de réduction bactérienne des sulfates ne serait pas le seul responsable de la forte diminution de ces anions dans les eaux interstitielles des sédiments carottés. L'émersion, par l'évaporation et l'ascension capillaire qu'elle entraîne, contribuerait également, pour une certaine fraction, à l'entraînement des sulfates des eaux interstitielles plus profondes vers l'interface. Pour confirmer ou infirmer cette hypothèse, il serait nécessaire d'analyser complètement toutes les formes du soufre, dans les eaux interstitielles et dans les fractions minérale et organique des sédiments.

Les eaux interstitielles profondes acquièrent rapidement, lors de l'enfouissement, de hautes teneurs en silice dissoute, par dissolution des colloïdes siliceux. Les conditions de pH permettent cette dissolution, et des expériences "in vitro" prouvent cet enrichissement : en quelques jours, dans une "crème de vase" laissée au repos dans un culot de tassement, la silice dissoute décuple dans les eaux interstitielles.

L'ascension capillaire a pour effet de remonter vers la surface les éléments piégés dans les constituants minéraux des sédiments : Ca^{++} , Mg^{++} , SiO_2 , SO_4^{--} , réserve alcaline (CO_3^{--} et CO_3H^- particulièrement). Seul le K^+ serait retenu dans les eaux interstitielles, où il pourrait être alors fixé par les minéraux argileux.

L'émersion sert donc d'accélérateur pour la redistribution des constituants majeurs dissous de l'eau de mer, qui se fait par une ascension capillaire vers la surface et non par une diffusion ionique, dans la partie supérieure des sédiments.

Il s'ensuit une homogénéisation de la colonne sédimentaire, sans variations brutales, mais à gradients positifs ou négatifs, selon la position altimétrique sur les vasières, au cours des premières années de l'enfouissement.

Ce caractère homogène est commun à toutes les vasières atlantiques, malgré un contexte géomorphologique et géologique initial légèrement différent. Les vasières émergentes constituent donc un domaine particulier des sédiments fins, marqué par l'émersion et l'ascension capillaire, mais conservent cependant les propriétés d'ensemble communes à toute vase (DEBYSER, 1961).



Du point de vue géologique, les vasières littorales découvrentes fonctionnent comme pièges à sédiments, où l'on trouve les plus forts taux de sédimentation : 1 à 2 centimètres par an. Les émergences, l'évaporation et le développement des diatomées accélèrent le colmatage de ces régions privilégiées, souvent situées à proximité de grands estuaires. Ces vasières constituent un milieu idéal pour étudier les premiers stades des séries sédimentaires littorales fines, plus difficiles à étudier dans les zones immergées.

La pellicule superficielle est le siège de nombreuses transformations et d'échange avec l'eau ou l'air, ainsi que des premières modifications que subissent les sédiments lorsqu'ils atteignent le fond.

Sur les vasières littorales découvrentes, ces transformations sont accélérées et conduisent à une homogénéisation des eaux interstitielles de la colonne sédimentaire superficielle. Il se pose alors le problème de l'interprétation des paléosalinités dans les formations littorales. Si les paléosalinités sont nettes dans les grands fonds, elles sont masquées dans les zones intercotidales par cette homogénéisation de la couche superficielle et par un taux de sédimentation très élevé. Les fortes sursalinités temporaires des émergences ne sont pas fossilisées sur les slikkes, car le retour régulier de la mer lessive la pellicule superficielle, et restitue à l'océan les éléments en excès dissous dans les eaux interstitielles.

Il faut cependant noter que ces phénomènes, étudiés sur 1 mètre, recouvrent une période de cent ans environ, sans possibilité de déterminer un rythme quelconque de la sédimentation (homogénéisation par bioturbation); ces vasières n'ont rien de comparable avec l'accumulation sédimentaire accompagnant, par exemple, la fonte des glaciers sur 10 000 ans, où les varves permettent de déterminer le taux de la sédimentation.

Pourtant, le schéma d'homogénéisation saline se complique au niveau des schorres. Sous la pellicule superficielle, à quelques millimètres de l'interface, des niveaux de sel cristallisé font partie intégrante du sédiment. Ils correspondent aux longues périodes d'émersion, où l'eau, en s'évaporant, a abandonné ses sels dissous. Il ne semble donc plus y avoir, sur les schorres, l'homogénéisation observée sur les slikkes. Malheureusement, je n'ai pas encore étudié les sédiments

et les eaux interstitielles de ces schorres sursalés. Peut-être vont-ils évoluer vers les argiles salifères, ou vers des sols pédologiques sursalés — ou dessalés par les pluies — selon les conditions locales et climatiques. C'est, en effet, une ouverture possible vers d'autres études ultérieures, à poursuivre notamment dans les pays tropicaux.

Les vasières littorales découvrantes constituent également une base de référence pour la sédimentation littorale, qui est à l'origine de très nombreuses séries géologiques.

Cette sédimentation, limitée géographiquement à la frange littorale, se déplace au cours des transgressions, d'où son développement considérable tout au long du Quaternaire et aux périodes géologiques antérieures, sur l'actuelle plateforme continentale.

Ainsi, les vasières des plateaux continentaux atlantiques du Golfe de Gascogne ou du continent américain seraient d'anciennes vasières littorales actuellement immergées. Elles auraient enregistré un état d'émersion et d'homogénéisation, sur des épaisseurs plus ou moins importantes, correspondant à l'état moyen de la mer à l'époque du dépôt, état qui représenterait un point de départ pour leur évolution ultérieure. Etudier les premiers stades de la sédimentation sur les vasières littorales, c'est, en définitive, assigner un point de départ à l'évolution diagénétique des puissantes séries sédimentaires littorales.

Ce mémoire décrit essentiellement les premiers stades de la sédimentation fine sur les slikkes : pellicule superficielle et premier mètre de sédiment. Pour compléter ces études, il serait nécessaire de suivre l'évolution physico-chimique des sédiments récents jusqu'au "bed-rock", dans des vasières très épaisses. De même, il serait intéressant de suivre l'évolution des sédiments émergés (marais), bien que de nombreux travaux pédologiques et agricoles aient été consacrés à leur fraction minérale ou organique, négligeant quelque peu les eaux interstitielles, la microstructure et les niveaux salifères éventuels. Du point de vue chimique, des études sont à poursuivre : rôle des sulfates, des sulfures et de la matière organique dans les sédiments et leurs eaux interstitielles, équilibre des ions carbonates et bicarbonates, sels nutritifs, relations avec l'intense activité biologique des vasières et leur intérêt pour la conchyliculture.

Pour terminer, nous rappelons l'intérêt de ces vasières pour la connaissance des premiers stades de la sédimentation fine, à l'origine de nombreuses séries géologiques. Nous espérons, d'autre part, que ce mémoire ouvrira de nouveaux horizons de recherche dans le domaine "pellicule superficielle" des vasières.

■■■■■■■■■■

BIBLIOGRAPHIE

- ALIX Y., OTTMANN F. (1969).— Emploi de la lyophilisation pour l'induration d'un sédiment meuble.
C.R. Sommaire de la Soc. Géol. de France. Fasc. 3, p. 7.
- ALLÈGRE C.J., MICHAUD G. (1973).— Introduction à la géochimie.
Collection S.U.P. — Presses Universitaires de France — 1 vol., 220 p.
- ALLEN G.P. (1972).— Etude des processus sédimentaires dans l'estuaire de la Gironde.
Thèse Doct. d'Etat. — Université Bordeaux I. 1 vol., 314 p.
- ARNAULT P., RAIMBAULT R. (1969).— L'étang de SALSES-LEUCATE. Ses principaux caractères physico-chimiques et leurs variations (en 1955-1956 et de 1960 à 1968).
Revue des Travaux de l'Institut des Pêches Maritimes — Tome XXXIII — Fasc. 4.
p. 355-444.
- BARBAROUX L., CHAUVEAU M., MOREL Y., OTTMANN F. (1971).— Quelques applications à la lyophilisation à l'étude des sédiments meubles ou en suspension, en lames minces ou au Microscope Electronique.
Revue Géog. Phys. et Géol. Dyn. Vol. XIII — Fasc. 4 — p. 369-376.
- BARBAROUX L., BOURON-BOUGÉ A., GOULEAU D., OTTMANN F. (1972).— Utilisation de la radiographie, de la gammadensimétrie et du microscope électronique à balayage pour l'étude des sédiments marins. Intérêts pour la Géologie de l'Ingénieur.
Bull. Assoc. Intern. de la Géologie de l'Ingénieur. Dec. 1972. N° 6, p. 48-74.
- BARBAROUX L., GALLENNE B. (1973).— Répartition des minéraux argileux dans les sédiments récents de l'estuaire de la Loire et du plateau continental voisin.
C.R.A.S. Paris — tome 277, Série D., p. 1609-1612.
- BARUSSEAU J.P. (1973).— Evolution du plateau continental rochelais (Golfe de Gascogne) au cours du Pléistocène terminal et de l'Holocène. Les processus actuels de la sédimentation.
Thèse Doct. d'Etat. Université Bordeaux I. 1 vol., 363 p.
- BAUDET P. (1965).— Essai sur le tassement et la stabilité des vases sous l'eau. Etude sédimentologique des figures et structures observées.
Thèse Doct. 3ème cycle — Université Paris-Orsay. 1 vol., 71 p.
- BERNER R.A. (1964).— Distribution and diagenesis of sulfur in some sediments from the Gulf of California.
Marine Geology 1. p. 117-140.
- BERNER R.A. (1972).— Sulfate reduction, pyrite formation, and the oceanic sulfur budget.
Nobel Symp. Swed. 1972. N° 20, p. 347-361.
- BERTHOIS L. (1964).— Etude de la dynamique estuarienne dans le fleuve Loire.
4ème Congrès intern. portuaire. Anvers, juin 1964. Section III. 1ère partie, p. 32-41.

- BERTOUILLE H. (1974).— Etude de la fissuration par dessiccation. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, XXIII^{ème} année, n° 1, p. 1 à 18.
- BOURCART J., FRANCIS-BOEUF C., RAJČEVIĆ B. (1941).— Sur le mécanisme de la sédimentation des vases dans les estuaires.
C.R.A.S. tome 213, p. 1025-1028.
- BOURCART J., FRANCIS-BOEUF C. (1942).— *La Vase*. Herman et C^{ie}, Editeurs Paris, 1 vol., 67 p.
- BOURON-BOUGÉ A. (1972).— Application de la radiographie et de la gammadensimétrie à l'étude des carottes des sédiments meubles.
Thèse Doct. 3^{ème} cycle. Université de Nantes. 1 vol., 120 p.
- BOUYSSÉ Ph., GONI J., PARENT Ch., LE CALVEZ Y. (1966).— Recherches du B.R.G.M. sur le plateau continental. Premiers résultats sédimentologiques, micropaléontologiques et géochimiques (Baie de la Vilaine).
Bull. du B.R.G.M. N° 5, 78 p.
- BOTTERO A. (1971).— Etudes des propriétés mécaniques des matériaux argileux en fonction de leurs propriétés physico-chimiques.
Thèse Doct. 3^{ème} cycle. Université de Grenoble. 1 vol., 382 p.
- CALLAME B., DEBYSER J. (1954).— Observations sur les mouvements des diatomées à la surface des sédiments marins de la zone intercotidale.
Vie et Milieu. Tome 5, fasc. 2, p. 243-249.
- CALLAME B. (1968).— Contribution à l'étude des potentiels d'oxydo-réduction dans les sédiments marins.
Cahiers Océanographiques du C.O.E.C. N° 4, p. 305-320.
- CARATINI C. (1968).— Analyse pollinique d'un sédiment actuel : vases de l'Anse de l'Aiguillon (Charente Maritime et Vendée).
C.R. Somm. Soc. Geol. France, fasc. 3, p. 72-74.
- CASTAGNY G. (1963).— *Traité pratique des eaux souterraines*.
Dunod Paris éditeur. 1 vol., 657 p.
- CITTANOVA (1970).— Physico-chimie appliquée aux argiles. Contribution à l'étude de leurs propriétés mécaniques.
Thèse Doct. Ingénieur. Université de Grenoble. 1 vol., 245 p.
- COGNÉ J. (1960).— *Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. Le Domaine de l'Anticlinal de Cornouaille*.
Thèse Doct. d'Etat. Paris. Imprimerie Nationale.
- CORMAULT P. (1971).— Détermination expérimentale du débit solide d'érosion de sédiments fins cohésifs.
14^{ème} Congrès Assoc. Int. Rech. Hydraul. Paris, 29 Août - 3 Sept. 1971.
Tome 4, p. 2-8.
- COSTET, SANGLERAT (1969).— *Cours pratiques de mécanique des sols*.
Dunod éditeur, 1 vol.
- CULKIN F. (1965).— The major constituents of sea water. in "Chemical Oceanography"
Volume 1 de RILEY J.P. et SKIRROW G. eds. Academic Press - New-York, p. 121-161.
- DANGEARD L., MIGNIOT C., LARSONNEUR C., BAUDET P. (1964).— Figures et structures observées au cours du tassement des vases sous l'eau.
C.R.A.S. tome 258, p. 5935-5938.

- DEBYSER J. (1961).— Contribution à l'étude géochimique des vases marines.
Thèse Doct. d'Etat. I.F.P. 1 vol.
- DELANOE Y., DIEUCHO A., GOULEAU D. (1971).— Structure et formations sédimentaires de la Baie de Bourgneuf (L.A.) étudiées par sondage sismique réflexion.
C.R.A.S. tome 271, série D., p. 797-799.
- DEMOLON A. (1952).— Principes d'agronomie. I. La dynamique du sol.
Dunod éditeur. Paris 1952.
- DITTMAR W. (1884).— Report of researches into the composition of ocean-water, collected by H.M.S. Challenger during the years 1873-1876.
Physic and Chemistry Vol. 1.
- DUCHAUFOR Ph. (1965).— Précis de Pédologie.
Masson et Cie éditeurs, 1 vol. 481 p.
- DUNOYER de SEGONZAC G., CHAMLEY H. (1968).— Sur le rôle joué par la pyrophyllite comme marqueur dans les cycles sédimentaires.
C.R.A.S. tome 267, p. 274-277.
- DURAND et LAFUMA (1960).— La Rhéologie. in B. PERSOZ. Dunod éditeur, 1 vol., 251 p.
- DYRSSEN D., WEDBORG M. (1974).— Equilibrium calculation of the speciation of elements in seawater. p. 181 à 195.
in The Sea, Vol. 5. Marine Chemistry. Edited by Adward D. Goldberg.
Wiley Interscience. 1 vol., 895 p.
- ELGQUIST B., WEDBORG M. (1972).— A relation between the stability constants of sodium sulfate and magnesium sulfate in seawater from a determination of the stability constant of hydrogen sulfate and a calculation of the single ion activity coefficient of sulfate.
Manuscript submitted to Mar. Chemi. for publication. in The Sea (ibidem).
- FRANCIS-BOEUF C. (1941).— Sur la teneur en chlorures de quelques sédiments fluvio-marins.
C.R.A.S. tome 213 B. p. 657-660.
- FRANCIS-BOEUF C. (1946).— Sur la possibilité de concevoir une physiologie des sédiments marins.
Bull. Museum d'Histoire Naturelle de Marseille. N° 12. p. 37 à 46.
- FRANCIS-BOEUF C. (1947a).— Sur la teneur en oxygène dissous du milieu intérieur des vases fluvio-marines.
C.R.A.S. tome 225 B - p. 392-394.
- FRANCIS-BOEUF C. (1947b).— Production et consommation d'oxygène par la pellicule superficielle des vases fluvio-marines.
C.R.A.S. tome 225 B - p. 820-822.
- FRANCIS-BOEUF C. (1947c).— Recherches sur le milieu fluvio-marin et les dépôts d'estuaire.
Annales de l'Institut Océanographique. Tome XXIII, p. 149 à 344.
- FRANCIS-BOEUF C. (1948).— Comportement des vases fluvio-marines vis-à-vis de l'oxygène dissous dans le milieu extérieur.
Revue I.F.P. Vol. III, N° 9, p. 119-133.
- FRANCIS-BOEUF C. (1949).— Observations sur le milieu fluvio-marin de la Charente en période d'étiage.
C.R.A.S., tome 229, p. 1253-1255.
- FRIDMAN R. (1953).— Les minéraux argileux des vasières côtières de l'Atlantique.
C.R.A.S., tome 236, p. 2095-2097.

- FRIDMAN R. (1960).— Les sédiments récents de l'Anse de l'Aiguillon et de ses limites marines à l'Ouest.
Bull. Inf. du C.O.E.C., tome 12, p. 268-274.
- FRIEDMANN G.M., FABRICAND B.P., IMBIBO E.S., BREY M.E., SANDERS J.E. (1968).— Chemical changes in interstitial waters from continental shelf sediments.
Journ. Sedim. Petro., 38-4, p. 1313-1319.
- FRIEDMANN G.M., GAVISH E. (1970).— Chemical changements in interstitial waters from sediments of lagoonal, deltaic, river, estuarine and salt water marsh and cove environments.
Journ. Sedim. Petro. 40. p. 930-953.
- GALLENNE B. (1974).— Les accumulations turbides de l'estuaire de la Loire - Etude de la "crème de vase".
Thèse 3ème cycle, Université de Nantes. 1 vol., 323 p.
- GARDNER L.R. (1971).— Chemical models for sulfate reduction in closed anaerobic marine environments.
Geol. Soc. Amer. Abstr. Programs, U.S.A., t. 3, N° 7, p. 577.
- GARRELS R.M., THOMPSON M.E. (1962).— A chemical model for seawater at 25°C and one atmosphere total pressure.
Am. J. Science, 260, p. 57-66.
- GIROUD J.P., BOTTERO A. (1972).— Influence des propriétés physico-chimiques des argiles monominérales sur leur comportement mécanique.
Bull. Liaison Labo. Ponts et Chaussées N° 62, p. 105 à 116.
- GLANGEAUD L. (1938a).— Etudes quantitatives et expérimentales sur l'érosion et le transport par les eaux courantes.
Rev. Géog. Phy. et Géol. Dyn. Vol. XI, fasc. 4, p. 323-370.
- GLANGEAUD L. (1938b).— Transport et sédimentation dans l'estuaire et à l'embouchure de la Gironde. Caractères pétrographiques des formations fluviales, saumâtres, littorales et néritiques.
Bull. Soc. Géol. de France, 5ème série, Vol. 8, p. 599-630.
- GLANGEAUD L., BONNICHON Y. (1939).— Sur les causes dynamiques des variations de la turbidité et du débit solide dans la Garonne maritime et la Gironde au cours des marées.
C.R.A.S., tome 208, p. 1072-1075.
- GLANGEAUD L. (1939).— Rôle de la suspension tourbillonnaire et du roulement sur le fond dans la formation des sédiments actuels de l'estuaire girondin entre Bordeaux et la pointe de Grave.
C.R.A.S., tome 208, p. 1595-1598.
- GLANGEAUD L. (1941).— Sur la formation et la répartition des faciès vaseux dans les estuaires.
C.R.A.S., tome 213, p. 1022-1024.
- GOUGENHEIM A. (1950).— Les marées à la côte.
Conférences du Centre de Recherches et d'Etudes Océanographiques, N° 7, 10 p.
- GOUGENHEIM A. (1956).— Sur la fréquence des coefficients de marée.
Bull. Astronomique, t. 20, fasc. 2, p. 157-181.
- GOULEAU D. (1968).— Etude hydrologique et sédimentologique de la baie de Bourgneuf.
Thèse de 3ème cycle - Université de Caen - publiée in Travaux Labo. Geol. Marine de Nantes. 1 vol., 185 p.

- GOULEAU D. (1971 a).— Le remplissage sédimentaire de la Baie de Bourgneuf.
Bull. du B.R.G.M.— Géologie Générale, section IV. N° 1, p. 21 à 32.
- GOULEAU D. (1971 b).— Le régime hydrodynamique de la Baie de Bourgneuf et ses conséquences sur la sédimentation.
Cahiers Océanographiques, Vol. XXIII, fasc. 7, p. 629-647.
- GOULEAU D. (1973 a).— Etats et évolution de la couche superficielle des vasières littorales atlantiques définis par leurs propriétés rhéologiques et leur microstructure.
C.R.A.S. tome 276, série D., N° 24, p. 3119-3222.
- GOULEAU D. (1974).— Variations chimiques, saisonnières, diurnes et nocturnes de l'eau interstitielle à l'interface air-sédiment de quelques vasières littorales atlantiques au cours des émergences biquotidiennes.
Mem. Inst. Géol. Bassin Aquitaine, N° 7, p. 397-402.
- GROVEL A. (1970).— Etude d'un estuaire dans son environnement (Le Blavet maritime et la région de Lorient).
Thèse Doct. d'Etat. 1 vol., 249 p., Annexe 122 p. publié in Travaux Labo. Géol. Marine de Nantes.
- GUILCHER A. (1943).— Le relief de la Bretagne méridionale.
Thèse, La Roche-sur-Yon, 682 p.
- HANOR J.S. (1969).— Barite saturation in sea water. *Geochim. Cosmochimica Acta*. 33, N° 7, p. 894-898.
- HANSBO S. (1957).— A new approach to the determination of the shear strength of clay by the fall-cone test.
Royal Swedish Geotechnical Institute Proceedings N° 14, 47 p.
- HARRISON A.J.M., OWEN M.W. (1971).— Siltation of fine sediment in estuaries.
14th Congress Inter. Assoc. Hydraul. Res. Proc. Paris. Vol. 4, p. 1-8.
- HUC A.Y. (1973).— Contribution à l'étude de l'humus marin et de ses relations avec les kéro-gènes.
Thèse Docteur-Ingénieur, Université de Nancy. 1 Vol., 59 p.
- HUXLEY et TESSIER (1936).— Cités par ARNAULT P. et RAIMBAULT R. (1969).
- IVANOFF A. (1972).— Introduction à l'océanographie. Propriétés physiques et chimiques des eaux de mer. Tome 1.
Paris - Librairie Vuibert. 1 vol. 208 p.
- JAUZEIN A. (1968).— Roches Salines.
Encyclopaedia Universalis, vol. 14, p. 634-637.
- KELLER (1969).— Engineering properties of some sea-floor deposits.
Journal of the Amer. Soc. of Civil Engineers, Vol. 95, N° SM 6. Proc. Paper 6097, p. 1379-1392.
- KESTER D.R., PYTKOWICZ R.M. (1969).— Sodium, Magnesium, and calcium sulfate ion pairs in seawater at 25°C.
Limnol. Oceanogr. 14, p. 686-692.
- KESTER D.R., PYTKOWICZ R.M. (1970).— Effect of temperature and pressure on sulfate ion association in sea-water.
Geochim. Cosmochim. Acta, Tome 34, vol. 10, p. 1039-1051.
- KLINGEBIEL A., DE RESSEGUIER A., TESSON M. (1971).— Contribution à l'étude de la circulation des masses d'eau dans le bassin de Marennes-Oléron.
C.R.A.S., tome 273, série D., p. 1783-1786.

- KRAUSKOPF K. (1959).— The geochemistry of silica in sedimentary environments. In : *Silica in sediments*.
Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ. 7, p. 4-19.
- LAFOND L.R. (1953).— Sur l'évolution granulométrique des sédiments dans le bassin de la Vilaine.
Bull. Soc. Géol. de France (6) - Tome III, Fasc. 1-3, p. 175-185.
- LAFOND L.R. (1961).— Etude minéralogique des argiles actuelles du bassin de la Vilaine.
C.R.A.S. tome 252, n° 23, p. 3614-3616.
- LAFOND R., VERGER F. (1965).— Minéralogie des argiles du littoral et des rivières du marais poitevin.
C.R.A.S., tome 260, N° 5, p. 4232-4235.
- LAHUEC G. (1973).— Contribution à l'étude de quelques problèmes liés au dragage en mer.
Thèse 3ème cycle, Université de Nantes. 1 vol., 235 p.
- LALOU C. (1957a).— Etude expérimentale de la production de carbonates par les bactéries des vases de la baie de Villefranche-sur-Mer.
Ann. Inst. Oceanogr., t. 33, fasc. 4, p. 201-207.
- LALOU C. (1957b).— Formation expérimentale des carbonates dans le milieu marin.
Revue Geogr. Phys. Géol. Dynam., Vol. 1, fasc. 2, p. 93-98.
- LARSONNEUR C., MIGNIOT C., CONARD M., DANGEARD L. (1968).— Figures observées au cours d'expériences sur la remise en suspension des vases par les courants et sur l'action de matériaux en transit sur des fonds plus ou moins consolidés.
C.R.A.S., tome 266, p. 758-760.
- LATOUCHE C., PARA M. (1970).— Contribution à la connaissance des caractéristiques géochimiques des vases récentes et sub-actuelles du Golfe de Gascogne.
Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine, N° 9, p. 167-186.
- LATOUCHE C., POULIQUEN M., VERNETTE G. (1974).— Caractéristiques minéralogiques et géochimiques de quelques dépôts littoraux du Golfe de Gascogne. Relations avec les environnements continentaux et marins francs.
Mem. Inst. Géol. Bassin Aquitaine N° 7., p. 409-414.
- LAVÉ M. (1972).— Structure et mécanique de trois argiles sédimentées et consolidées artificiellement.
Thèse 3ème cycle, Imprimerie Université d'Orléans. 1 vol., 263 p.
- LEONARDS G.A. (1968).— Les fondations.
Dunod éditeur, Paris, 1 vol.
- LORIN J. (1968).— Contribution à l'étude des transits sédimentaires dans la partie orientale du Pertuis Breton et la Baie de l'Aiguillon.
Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine, N° 5, p. 111 à 139.
- LYMAN J., FLEMING R.H. (1940).— Composition of sea-water.
Journ. Marine Research, 3, p. 134-146.
- MANHEIM F.T. (1970).— The diffusion of ions in unconsolidated sediments.
Earth and Planetary Science Letters, 9, p. 307-309.
- MANHEIM F.T., SAYLES F.L. (1974).— Composition and Origin of Interstitial Waters of Marine Sediments on Deep Sea Drill Cores, p. 527-529.
in *The Sea*, vol. 5, Marine Chemistry, Edited by Edmond D. Goldberg - Wiley Intersciences. 1vol.
- MANTIN, GLAESER (1960).— Fixation des ions cobaltihexamines par les montmorillonites acides.
Bull. Groupe français des argiles, 12, p. 83.

- MEADE R.H. (1964).— Removal of water and rearrangement of particles during the compaction of clayed sediments. Review. Geol. Surv. Prof. Paper, 497 B, 23 p.
- MIGNIOT C. (1968).— Etude des propriétés physiques de différents sédiments très fins et de leur comportement sous des actions hydrodynamiques.
La Houille Blanche, N° 7, p. 591-620.
- MIGNIOT C., LARSONNEUR C., DANGEARD L. (1968).— Etude expérimentale de l'érosion par les courants de dépôts vaseux plus ou moins concentrés.
C.R.A.S., tome 226, série D, p. 441-444.
- MIGNIOT C. (1970a).— Les applications des radio-éléments aux laboratoires de sédimentologie.
La Houille Blanche, N° 8, p. 725-743.
- MIGNIOT C. (1970b).— Etude sur le mouvement des sédiments pélitiques dans les modèles d'estuaire soumis à la marée. Rapport général.
Ministère de l'Équipement et du Logement. Direction des ports maritimes et des voies navigables. L.C.H.F. Déc. 1970, 1 vol., 103 p.
- MIGNIOT C. (1971).— Utilisation de jauges radioactives pour prévoir les conditions de tassement des sédiments fins ou mesurer la densité des sols dans des carottes de forage.
Omnium Technique Hydraulique, Informations. Nov. 1971, p. 20-21.
- MILLERO F.J. (1974).— Seawater as a Multicomponent Electrolyte Solution. p. 3-81.
in The Sea, Vol. 5, Marine Chemistry, edited by Edward D. Goldberg, Wiley Interscience ; 1 vol.
- MITCHELL J.K. (1961).— Fundamental aspects of thixotropy in soils.
A.S.C.E. paper N° 3251, p. 1586, Transactions.
- MOREL Y. (1971).— Introduction à l'étude du rôle des matières minérales amorphes dans les échanges eau-sédiment en milieu estuarien et marin.
Thèse 3ème cycle - Université de Paris, Faculté des Sciences d'Orsay. 1 vol., 148 p.
- MOUNES J. (1974).— Le Marais Breton et ses marges. Etude de géomorphologie et de sédimentologie.
Thèse 3ème cycle - Géographie Nantes - Ronéo 345 p.
- NISSENBAUM A., PRESLEY B.J., KAPLAN J.R. (1972).— Early diagenesis in a reducing fjord, Saanich Inlet, British Columbia. I. Chemical and isotopic changes in major components of interstitial water.
Geochim. Cosmochim. Acta., 36, n° 9, p. 1007-1027.
- OTTMANN F., ALIX Y., LIMASSET J.C., LIMASSET O. (1968).— Sur "le lit ancien" de la Loire dans son cours inférieur.
Bull. B.R.G.M., Section 1, n° 2, p. 27 à 56.
- OTTMANN F., COURTOIS G. (1970).— Réalisation et utilisation d'un banc de gammadensimétrie des carottes au Laboratoire de Géologie Marine de Nantes.
Bull. C.O.E.C., tome XXII, N° 8, p. 815-825.
- OTTMANN F., BARBAROUX L., BOUGE A., DELANOE Y., CHAUVEAU M. (1972).— Quelques méthodes nouvelles pour l'étude des carottes de sédiments marins actuels.
Revue Inst. Français du Pétrole, fasc. 3, p. 407-434.
- OTTMANN F., PRIGENT D. (1974).— Etude par gammadensimétrie et au microscope électronique à balayage de la décantation de la kaolinite en eau douce et en eau de mer.
2ème Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Nancy, Avril 1974 - Comptes Rendus, p. 302.

- POSTMA H. (1954).— Hydrography of the Dutch Wadden Sea.
Arch. neerl. zoologie, t. 12, 106 p.
- POSTMA H. (1961).— Transport and deposition of suspended matter in the Dutch Wadden Sea.
Netherlands Journal of Sea Research, Vol. 1, N° 1/2, p. 148-190.
- POSTMA H. (1967).— Sediment transport and sedimentation in the estuarine environment.
Am. Ass. Adv. Sci. Pub., N° 83, p. 158-179.
- PRESLEY B. J., KAPLAN I. R. (1968).— Changes in dissolved sulfate, calcium and carbonate from interstitial matter of near-shore sediments.
Geochim. Cosmochim. Acta, 32, N° 10, p. 1037-1048.
- PYTKOWICZ R. M. (1972).— The status of our knowledge of sulfate association in sea water.
Geochim. Cosmochim. Acta, 36, N° 5, p. 631-633.
- REINECK H. E. (1970).— Das watt. 1 vol.
Verlag von Waldemar Kramer in Frankfurt am Main.
- RICHARDS F. A. (1965).— Anoxic Basins and Fjords. p. 611-645.
in Chemical Oceanography, tome 1. de RILEY et SKIRROW.
1 vol., 712 p. Academic Press, London et New-York.
- RILEY J. P., SKIRROW G. (1965).— Chemical Oceanography. Volume I.
Academic Press, London and New-York, 1 vol., 712 p.
- RILEY J. P., TONGUDAI M. (1967).— The major cation/chlorinity ratios in sea-water.
Chemical Geology, 2, p. 263-269.
- RILEY J. P., CHESTER R. (1971).— Introduction to marine chemistry.
Academic Press, London and New-York, 1 vol., 465 p.
- RODE A. A. (1956).— Catégories et formes de l'eau du sol, et les propriétés hydrologiques des sols.
VI^{ème} Congrès intern. Sciences du Sol. Paris, 1956, I, 20, vol. B, p. 135-147.
- RUNACHER J. M. (1970).— La structure des argiles : application à l'étude de leurs propriétés macroscopiques.
Thèse Doct. Université, Université de Grenoble, 1 vol., 279 p.
- SCHOELLER H. (1955).— Géochimie des eaux souterraines.
Rev. Inst. Fr. Pétrole, Vol. 10, n° 4, p. 219-247.
- SCHOELLER H. (1962).— Les eaux souterraines.
Masson et C^{ie}, éditeur, 1 vol., 642 p.
- SERVICE HYDROGRAPHIQUE DE LA MARINE (1966).— Instructions nautiques, France (Côtes Nord et Ouest). Texte. Série C, Volume II, 594 p.
- SHOLKOVITZ E. R. (1970).— A free vehicle bottom-water sample.
Limnology and Oceanography, 15, p. 641-644.
- SHOLKOVITZ E. R. (1973).— Interstitial water chemistry of the Santa Barbara Basin sediments.
Geochim. Cosmochim. Acta, 37, N° 9, p. 2043-2073.
- SIEVER R. (1962).— Silica solubility (0-200°C) and the diagenesis of silicon sediments.
Journ. Geol., 70, p. 127-150.
- SIEVER R. (1972).— Silica : solubilities of compounds which control concentration in natural water.
Handbook of Geochemistry, Vol. II, 3, p. 14 H.1 à 14 H.7.
- TERZAGHI K., PECK R. B. (1965).— Mécaniques des Sols.
Edition Dunod, Paris, 1 vol., 565 p.
- TESSON M., KLINGEBIEL A. (1973).— Aspects sédimentologiques des problèmes d'envasement et de pollution dans la baie de Marennes-Oléron.
Bull. Inst. géol. Bassin Aquitaine - N° 14, p. 238-239.

- TESSON M. (1973).— Aspects dynamiques de la sédimentation dans la baie de Marennes-Oléron (France).
Thèse 3ème cycle. N° 1101, Université Bordeaux 1 ; 1 vol., 138 p.
- TURC L. (1954).— Le bilan d'eau des sols ; relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement.
La Houille Blanche — 3 journées de l'Hydraulique de la Société Hydrotechnique de France, Paris. p. 36-44.
- VANNEY J.R., GUILCHER A. (1963).— La répartition des fonds sous-marins dans le "Mor-Bras"— Résultats préliminaires.
C.R.A.S. tome 256, p. 3170-3171.
- VANNEY J.R. (1964).— Morphologie sous-marine du "Mor-Bras".
Bull. du C.O.E.C., XVIème année, N° 7, p. 529-546.
- VANNEY J.R. (1965).— Etude sédimentologique du "Mor-Bras" — Bretagne.
Marine Geology, 3, p. 195-222.
- VANNEY J.R. (1969).— Le précontinent du centre du Golfe de Gascogne. Recherches géomorphologiques.
Thèse Lettres, Ecole Pratique des Hautes Etudes, 16, 365 p.
- VAN OLPHEN H. (1963).— An introduction to clay colloïd chemistry.
Interscience publishers. New-York.
- VAN OLPHEN H. (1963).— Compaction of clay minerals in the range of molecular particle distances.
Clays and clay min., 11th National Conf. 1962. p. 178-187.
- VAN STRAATEN L.M.J.U., KUENEN Ph. H. (1957).— Accumulation of fine grained sediments in the Dutch Wadden Sea.
Geologie en Mijnbouw, 19ème Jaargang, p. 329-354.
- VAN STRAATEN L.M.J.U., KUENEN Ph. H. (1958).— Tidal action as a cause of clay accumulation.
Journal of Sedimentary Petrology, Vol. 28, N° 4, p. 406-413.
- VAN STRAATEN L.M.J.U. (1961).— Sedimentation in tidal flat areas.
Journal of the Alberta Society of Petroleum Geologists, Vol. 9, N° 7, p. 203-226.
- VERGER F. (1968).— Marais et wadden du littoral français.
Bordeaux, Biscaye frères, imprimeurs. 1 vol., 541 p.
- WELSCH J. (1919).— Le marais poitevin. Etude des terrains modernes.
Bull. Services de la Carte Géol. de la France, N° 137, tome XXIII, 1 vol., 68 p.

■■■■■■■■

